CARACTERISATION GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES SEDIMENTAIRES DU SOUS BASSIN DU KOU

MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGENIEUR 2IE AVEC GRADE DE MASTER

SPECIALITE : GENIE DE L'EAU, DE L'ASSAINISSMENT ET DES AMENAGEMENTS HYDROAGRICOLES

Présenté et soutenu publiquement le 21 Janvier 2026 par

Luther Römer OUEDRAOGO (20190015)

Directeur de mémoire	: Dr. Angelbert Chabi BIAOU, Maître de Conférences CAMES, (enseignant-chercheur en Hydrogéologie-Géophysique)
Encadreur de mémoire	: Dr. Moussa Diagne FAYE, Maître-assistant CAMES (enseignant-chercheur en Hydrogéologie-Géophysique)
Maître de stage	: Mme Tani Fatimata Andréa COULIDIATI, doctorante LEHSA, Institut 2iE.

Jury d'évaluation du mémoire :

Président : Pr. Mahamadou Koïta

Membres et correcteurs : Dr. Elie Serge Gaëtan SAURET

Mr. Palingba Aimé Marie DOULKOM

DEDICACE

Je dédie cette œuvre à mes parents, pour leur amour, leurs sacrifices constants et leurs soutiens moral et matériel tout au long de mon parcours académique. Leur confiance et leurs encouragements ont été une source permanente de motivation.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé grâce au soutien et à la contribution de nombreuses personnes, à qui je souhaite exprimer ma profonde gratitude.

Je tiens avant tout à exprimer ma profonde reconnaissance à l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), qui m'a offert un cadre académique et scientifique de qualité tout au long de mon parcours de formation. Je remercie particulièrement le Laboratoire d'Enseignement et de Recherche en Hydraulique et Sciences de l'Eau (LEHSA), au sein duquel j'ai effectué mon stage, pour l'accueil, les moyens mis à disposition et l'environnement scientifique favorable ayant permis la réalisation de ce travail.

J'exprime mes remerciements les plus respectueux à l'endroit de mon directeur de mémoire, le Dr Angelbert Chabi BIAOU (Maître de Conférences CAMES), pour avoir accepté de diriger ce travail. Ses remarques pertinentes, son expertise scientifique et ses orientations stratégiques ont permis de renforcer la qualité scientifique et la cohérence globale du mémoire.

Je remercie très chaleureusement mon encadrant, le Dr Moussa FAYE (Maître-assistant CAMES), pour son encadrement scientifique, sa disponibilité et la qualité de ses conseils. Sa rigueur, son sens critique et son accompagnement méthodologique ont grandement contribué à l'orientation et à l'amélioration de ce travail.

J'exprime également ma profonde reconnaissance à mon maître de stage, la doctorante Tani Fatimata Andrea COULIDIATI, pour son accompagnement quotidien, sa patience et sa générosité dans le partage de ses connaissances. Ses orientations techniques, ses conseils pratiques et son appui constant ont été déterminants dans l'analyse des données et l'interprétation des résultats.

Enfin, je remercie l'ensemble des enseignants, chercheurs, techniciens et camarades qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail, ainsi que les institutions ayant facilité l'accès aux données nécessaires à cette étude.

RESUME

Le sous bassin du Kou, situé dans la zone sédimentaire de l'Ouest du Burkina Faso, constitue une ressource stratégique pour l'alimentation en eau potable de la ville de Bobo-Dioulasso et de ses environs. Les études hydrogéologiques antérieures ont mis en évidence l'existence d'aquifères sédimentaires profonds à fort potentiel, tout en soulignant une hétérogénéité spatiale et verticale marquée des propriétés hydrodynamiques.

Le présent travail s'inscrit dans la continuité de ces travaux et vise à améliorer la connaissance de la géométrie, de la productivité et du fonctionnement hydrogéologique des aquifères sédimentaires du sous-bassin du Kou. L'approche méthodologique repose sur l'analyse intégrée de données géologiques, hydrodynamiques issus d'essais de pompage, de diagraphies géophysiques (flowmeter, température, conductivité) et de données électromagnétiques à domaine fréquentiel.

Les forages analysés présentent des profondeurs comprises entre 220 et 311 m, avec des débits d'exploitation généralement compris entre 130 et 510 m^3/j. Les paramètres hydrodynamiques estimés indiquent des valeurs de transmissivité de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-2} m^2/s, traduisant des aquifères globalement exploitables à fortement productifs. Les valeurs d'emmagasinement spécifique, comprises entre 0,7 et 7,67 m, témoignent de la coexistence de nappes libres, semi-captives et captives, confirmant la complexité du système aquifère.

L'apport des diagraphies géophysiques permet de préciser la localisation de plusieurs horizons aquifères productifs associés à des zones fracturées et à des circulations actives d'eau souterraine, tandis que les données électromagnétiques contribuent à une meilleure compréhension de la distribution spatiale des formations potentiellement aquifères.

L'intégration de l'ensemble de ces données permet d'affiner le modèle conceptuel des aquifères du sous bassin du Kou et constitue une base scientifique renforcée pour l'amélioration de la gestion et de la planification des ressources en eau souterraine.

Mots-clés :

- Aquifères sédimentaires ;
- Diagraphies ;
- Hydrogéologie ;
- Sous bassin du Kou ;
- Transmissivité ;

ABSTRACT

The Kou sub basin, located in the sedimentary zone of western Burkina Faso, represents a strategic resource for the drinking water supply of the city of Bobo-Dioulasso and its surrounding areas. Previous hydrogeological studies have highlighted the existence of deep sedimentary aquifers with high potential, while emphasizing strong spatial and vertical heterogeneity in hydrodynamic properties.

This study builds upon earlier research and aims to improve the understanding of the geometry, productivity, and hydrogeological functioning of the sedimentary aquifers of the Kou sub basin. The methodological approach is based on the integrated analysis of geological data, hydrodynamic data derived from pumping tests, borehole geophysical logging (flowmeter, temperature, and electrical conductivity), and frequency-domain electromagnetic data.

The analyzed boreholes have depths ranging between 220 and 311 m, with exploitation yields generally between 130 and 510 m^3/day. Transmissivity values are on the order of 10^{-3} to 10^{-2} m^2/s, indicating aquifers that are globally exploitable to highly productive. Specific storage values, ranging from 0.7 to 7.67 m, reveal the coexistence of unconfined, semi confined, and confined aquifers, confirming the complexity of the aquifer system. The integration of geological, hydrogeological, and geophysical data allows for refinement of the conceptual model of the Kou sub basin aquifers and provides a strengthened scientific basis for sustainable groundwater resource management.

Keywords :

- Borehole logging ;
- Hydrogeology ;
- Kou sub bassin ;
- Sedimentary aquifers;
- Transmissivity.

LISTE DES ABREVIATIONS

2iE	:	Institut International de l'Eau et de l'Environnement
CBL	:	Cement Bond Log
CSV	:	Comma-Separated Values
DOI	:	Depth of Investigation (Profondeur d'investigation)
EM	:	Électromagnétique
FDEM	:	Frequency Domain Electromagnetic Method
Gfg	:	Grès fins glauconieux
Gfr	:	Grès fins rose
Ggq	:	Grès à granules de quartz
GKS	:	Grès de Kawara-Sindou
GMS	:	Groundwater Modeling System
Hs	:	Champ secondaire
Hp	:	Champ primaire
H'	:	Partie réelle du champ secondaire
H''	:	Partie imaginaire du champ secondaire
IDW	:	Inverse Distance Weighting
IP	:	In-Phase
KDTree	:	K-dimensional Tree
MEEA	:	Ministère de l'Eau et de l'Assainissement
MK	:	Mann-Kendall
NPggc	:	Nouvelle nomenclature – Grès de Kawara-Sindou
NPgfg	:	Nouvelle nomenclature – Grès fins glauconieux
NPggg	:	Nouvelle nomenclature – Grès à granules de quartz
NPgfr	:	Nouvelle nomenclature – Grès fins roses
NPsac1	:	Nouvelle nomenclature – SAC1
NPsac2	:	Nouvelle nomenclature – SAC2
ONEA	:	Office National de l'Eau et de l'Assainissement
OP	:	Out-of-Phase
PAEA	:	Programme d'Approvisionnement en Eau et Assainissement

PCHIP	:	Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial
PyVista	:	Python Visualization Toolkit
QGIS	:	Quantum Geographic Information System
R^2	:	Coefficient de détermination
SAC1	:	Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Souroukoundinga
SAC2	:	Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandéni-Kiébani
SP	:	Polarisation spontanée
UTM	:	Universal Transverse Mercator
Z_top	:	Altitude du toit de la formation
Z_base	:	Altitude du mur de la formation
NumPy	:	Numerical Python
Pandas	:	Python Data Analysis Library
PyVista	:	Python Visualization Toolkit
SciPy	:	Scientific Python
Seaborn	:	Statistical Data Visualization
Matplotlib	:	Python Plotting Library

SOMMAIRE

DEDICACE i
REMERCIEMENTS ii
RESUME iii
ABSTRACT iv
LISTE DES ABREVIATIONS v
SOMMAIRE vii
LISTE DES FIGURES ix
LISTE DES TABLEAUX xi
INTRODUCTION 0
OBJECTIF DU TRAVAIL 1
CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE 2
I.1 Présentation de la zone d'étude 2
I.1.1 Localisation du sous-bassin du Kou 2
I.1.2 Cadre administratif et géomorphologique 3
I.1.3 Population et pressions anthropiques 4
I.1.4 Données climatiques 4
I.1.5 Hydrographie 6
I.2 État de l'art 7
I.2.1 Géologie 7
I.2.2 Hydrogéologie 9
CHAPITRE 2 : MATETIELS ET METHODES 13
II.1 Outils 13
II.2 Démarche méthodologique 13
II.2.1 Analyse des logs de forages 13
II.2.2 Analyse des données piézométriques 15
II.2.3 Méthodologie pour l'analyse des paramètres hydrodynamiques 19
II.2.4 La diagraphie 19
II.2.5 L'électromagnétisme 20
CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION 24

III.1 Traitement des données de forages 24
III.1.1 Présentation des données 24
III.1.2 Modélisation 25
III.2 Analyse des données piézométriques 30
III.2.1 Présentation de la base de données 30
III.2.2 Résultats d'analyses des données des forages 31
III.2.3 Piezométrie 39
III.3 Analyse des paramètres hydrodynamiques des forages de Nasso 46
III.4 La diagraphie 47
III.4.1 Flowmeter, Température et Conductivité 48
III.4.2 Imagerie acoustique et orientation structurale (BHTV) 50
III.4.3 La sonique 52
III.4.4 Synthèse 54
III.5 L'électromagnétisme 55
III.5.1 Profondeur d'investigation et représentation 1D 55
III.5.2 L'interpolation 2D 56
CONCLUSION 63
INSUFFISANCES ET LIMITES DE L'ETUDE 65
RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES 66
ANNEXE ..... TTT

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Présentation de la zone d'étude 3
Figure 2: Températures 2009-2022 (*Températures extrêmes dans les stations de la région des Hauts Bassins - Burkina Faso Open Data*, 2022) 5
Figure 3: Précipitations 2009-2022 (*Températures extrêmes dans les stations de la région des Hauts Bassins - Burkina Faso Open Data*, 2022) 6
Figure 4: Hydrographie du sous-bassin du Kou 7
Figure 5: Présentation de la zone d'étude 9
Figure **6** : Présentation des forages dans le sous bassin 24
Figure 7 : Répartition spatiale des forages 25
Figure 8 : Présentation du modèle de représentation des lithologies par des points 27
Figure 10 : Vue d'ensemble des lithologies représentées par des traits 27
Figure 11 : Vue frontale et de face du modèle présentant les lithologies par des traits 27
Figure 12: Vue de face sur GMS 28
Figure 13: Vue frontale sur GMS 28
Figure 14 : Vue 3D simplifiée sur Python 29
Figure 15: Vue en perspective sur GMS 29
Figure **16**: Présentation de la répartition spatiale des données dans le sous bassin du Kou 30
Figure 17 : Présentation des forages en fonction des différents débits de fin de foration 31
Figure 18 : Distribution des profondeurs 32
Figure 19 : Distribution des débits de fin de foration 32
Figure 20 : Distribution des niveaux statiques 32
Figure 21 : Distribution des altitudes de la nappe 32
Figure 22: Débit en fonction de la profondeur totale 33
Figure 23: Débit en fonction du niveau statique 33
Figure 24: Potentiel 20-40m 34
Figure **25**: Potentiel 40-60m 35
Figure 26: Potentiel 60-80m 36
Figure 27: Potentiel 80-100m 37
Figure 28: Potentiel 100-150m 38
Figure 29:Potentiel 150-200m 39
Figure 30: Sens d'écoulement des eaux souterraines 40
Figure 31: Evolution piézométrique 41
Figure 32: Évolution piézométrique dans les GGQ 43
Figure 33: Évolution piézométrique dans les GKS 44
Figure 34: Évolution piézométrique dans les GFG 45
Figure 35: Évolution piézométrique dans les SAC1 46
Figure 36: Flowmeter 49

Figure 37: Profil de température 50
Figure 38 : Profil de conductivité 50
Figure 39 : Présentations des profils acoustique 52
Figure 40 : Présentation de la composante sonique 54
Figure 41: La disposition des profils dans la zone de Nasso (Groupement 2EC/BEDIS, 2023) 55
Figure 42 : Interpolation 2D_56320.6Hz 56
Figure 43: Interpolation 2D_28160.3Hz 57
Figure 44: Interpolation 2D_14080.1Hz 57
Figure 45: Interpolation 2D_7040.1Hz 58
Figure 46: Interpolation 2D_3520Hz 58
Figure 47: Interpolation 2D_1760Hz 59
Figure 48: Interpolation 2D_88Hz 60
Figure 49: Interpolation 2D_440Hz 60
Figure 50: Interpolation 2D_220Hz 61
Figure 51: Interpolation 2D_110Hz 61
Figure 52: Profils proposés par les études du PAEA à la suite l'électromagnétisme L

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2 : Récapitulatif des analyses statistiques des débits 33
Tableau 3 Trend Mann Kendall ..... B
Tableau 4: Amplitude saisonnière ..... D
Tableau 5: Tendance des piézomètres ..... F
Tableau 6: Données des forages de l'ONEA ..... H
Tableau 7 : Présentation des profondeurs d'investigations ..... J

INTRODUCTION

Les eaux souterraines représentent la principale réserve d'eau douce accessible à l'échelle mondiale et jouent un rôle essentiel dans le maintien des activités humaines (Taylor *et al.*, 2013). Au Burkina Faso, elles constituent une ressource stratégique pour le développement socio-économique, en particulier dans l'ouest du pays où les pressions liées à l'agriculture, à la croissance démographique et aux changements climatiques sont de plus en plus marquées (Kagambega, 2022).

Le sous-bassin du Kou, situé dans la région du Guiriko, illustre bien cette situation. La ressource en eau souterraine, très déterminante pour l'approvisionnement en eau domestique, agricole et industrielle, notamment à Bobo-Dioulasso, deuxième ville du pays. Bien que les nappes souterraines offrent encore des eaux de bonne qualité, elle font face à une forte exploitation pouvant jouer sur la vulnérabilité (Coulidiati *et al.*, 2025).

Cette fragilité est accentuée par une insuffisance des connaissances sur la structure et le fonctionnement hydrogéologique des aquifères. Les études antérieures, menées dans l'ouest du bassin sédimentaire (Dakoure, 2003; Sauret, 2013; Tirogo, 2016), ont montré l'existence d'aquifères localisés, à géométrie complexe et à recharge variable. Toutefois, l'absence de forages profonds limite encore la compréhension de la géométrie et de la dynamique des nappes (Kutangila, 2025). Cette lacune constitue un frein à la planification des forages, à la prévention des conflits d'usage et à la mise en place d'un système de gestion durable.

Dans ce contexte, le présent mémoire vise à caractériser de manière approfondie les aquifères sédimentaires du sous-bassin du Kou. L'approche mobilise conjointement les données de forages, les mesures piézométriques, les résultats de prospections géophysiques et les analyses spatiales, afin d'élaborer un modèle conceptuel du fonctionnement hydrogéologique. Ce modèle constituera une base scientifique pour orienter la gestion intégrée et durable des ressources en eau de la zone.

OBJECTIF DU TRAVAIL

L'objectif principal de cette étude est de contribuer à l'amélioration de la connaissance sur la géologie et les caractéristiques des aquifères du bassin du Kou afin de fournir des bases solides pour une gestion intégrée et durable des ressources en eaux souterraines.

En termes d'objectifs spécifiques, il s'agit de :

- Contribuer à la caractérisation des formations aquifères de la zone d'étude à partir des données de forages ;
- analyser la dynamique des nappes souterraines à l'aide des données piézométriques disponibles ;
- améliorer la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du sous-bassin en exploitant les données géophysiques.

CHAPITRE 1 : GENERALITES SUR LA ZONE D'ETUDE

I.1 Présentation de la zone d'étude

I.1.1 Localisation du sous-bassin du Kou

Le sous-bassin du Kou (figure 1) se situe dans la région du Guiriko, principalement dans la province du Houet, à l'Ouest du Burkina Faso. Avec une superficie de 1823 km² (Wellens *et al.*, 2008), il est situé dans le Sud- Ouest du Burkina Faso entre les longitudes 4° 08' W et 4° 36' W et les latitudes 10° 55' N et 11° 32' N (Dembele *et al.*, 2023). Il inclue les communes de Bama, Léguéma, Karangasso-Sambla et une partie de l'agglomération de Bobo-Dioulasso (Zerbo, 2013)

Il s'agit d'une unité hydrologique faisant partie intégrante du bassin de la Volta, l'un des plus grands systèmes hydrographiques d'Afrique de l'Ouest, et constitue un affluent important du cours d'eau Mouhoun, anciennement appelée Volta Noire (Garane, 2009).

Cette localisation confère au sous-bassin du Kou une position stratégique dans le dispositif hydrogéologique de la région, tant par sa richesse en ressources en eau que par la diversité de ses formations géologiques (Kagambega, 2022).

Depuis les années 1970, le sous-bassin du Kou s'illustre comme un pôle de migration agricole pour les populations (Fatimata *et al.*, 2023). Il est le siège de plusieurs zones d'intérêts écologique, agricole et économique. On peut citer le périmètre irrigué de la vallée du Kou, connu pour ses aménagements hydro-agricoles et aussi les zones périphériques où les forages d'eau souterraine sont essentiels à l'approvisionnement des populations rurales.

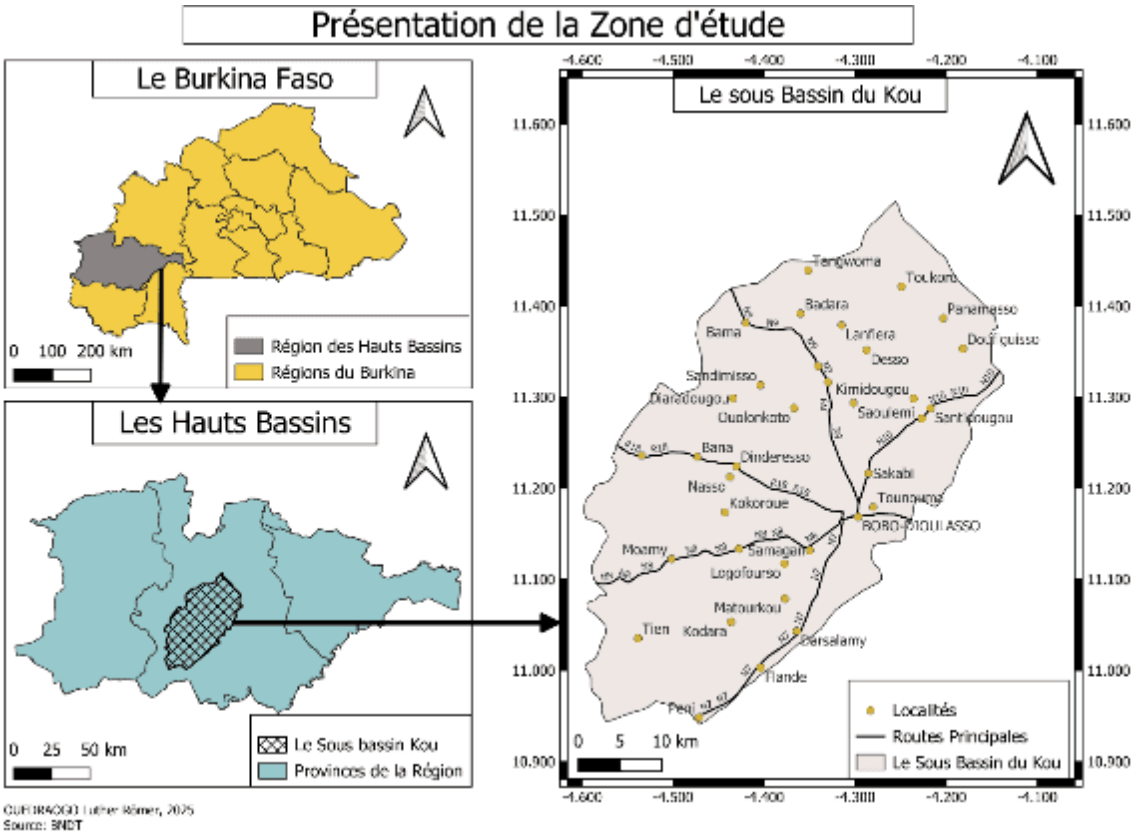


Figure 1: Présentation de la zone d'étude

I.1.2 Cadre administratif et géomorphologique

Le chef-lieu de la province est la commune de Bobo-Dioulasso, capitale économique du pays. Le sous-bassin englobe principalement trois départements administratifs : Bama, Bobo-Dioulasso et Péni. Cependant, selon l'Agence de l'Eau du Mouhoun, les limites du sous-bassin s'étendent au-delà de ces trois départements pour inclure également la commune de Karangasso-Sambla (Coulidiati *et al.*, 2025).

La zone se situe dans une zone de transition entre le socle précambrien du Plateau Mossi et les formations sédimentaires du bassin du Taoudéni , avec des altitudes variantes entre 273 et 629 mètres (Guelbeogo, Ouedraogo et Koala, 2023). Le relief accidenté du sous-bassin du Kou facilite le ruissellement tout en permettant l'infiltration progressive de l'eau dans les structures géologiques sous-jacentes affectées par un réseau de failles verticales orientées SE-NO. Ces failles sont très importantes dans la recharge et la circulation des eaux souterraines (Koussoubé, 1996; Tirogo, 2016; Faye *et al.*, 2022).

I.1.3 Population et pressions anthropiques

La région connaît une croissance démographique importante, avec une forte demande en eau domestique et agricole. Selon le recensement national de 2019, la population du Houet était estimée à 1 510 638 habitants, répartis dans 310 022 ménages (INSD, 2019). L'expansion rapide de la démographie dans la ville de Bobo (INSD, 2019) entraine une augmentation significative des besoins en eaux domestiques, des activités agricoles, en particulier les aménagements hydroagricoles de la vallée du Kou où la culture du riz est très développée . Tous ces facteurs exercent une pression croissante sur les ressources en eaux souterraines. De plus, on note la non maîtrise des prélèvements accentués de l'ONEA et des industries dont le secteur est en pleine expansion dans la zone du sous bassin du Kou (Sauret, 2013).

I.1.4 Données climatiques

Le climat dans la région du Guiriko est de type soudanien, avec une saison des pluies allant de mai à octobre. La pluviométrie annuelle moyenne varie de 900 mm à 1 200 mm (Karambiri et Gansaonré, 2023), tandis que l'évapotranspiration potentielle dépasse souvent les 1 800 mm en saison sèche (Pepin, 2000; Sauret, 2013). Comme partout au Burkina, on note dans la zone d'étude deux types de saisons à savoir la saison pluvieuse allant de mai à octobre et la saison sèche s'étendant de novembre à avril, marquée par une prédominance de l'harmattan qui est un vent sec et froid en provenance du Sahara (Tirogo, 2016). Les 25 dernières années présentent une tendance à la baisse de la pluviométrie (Gleixner *et al.*, 2022).

Les températures moyennes annuelles varient de 23.7 à 34.8°C avec des pics de chaleur atteignant 39°C en saison sèche (mars à mai). La température minimale moyenne est généralement enregistrée entre décembre et janvier, pouvant descendre jusqu'à 15°C (Anam, 2023).

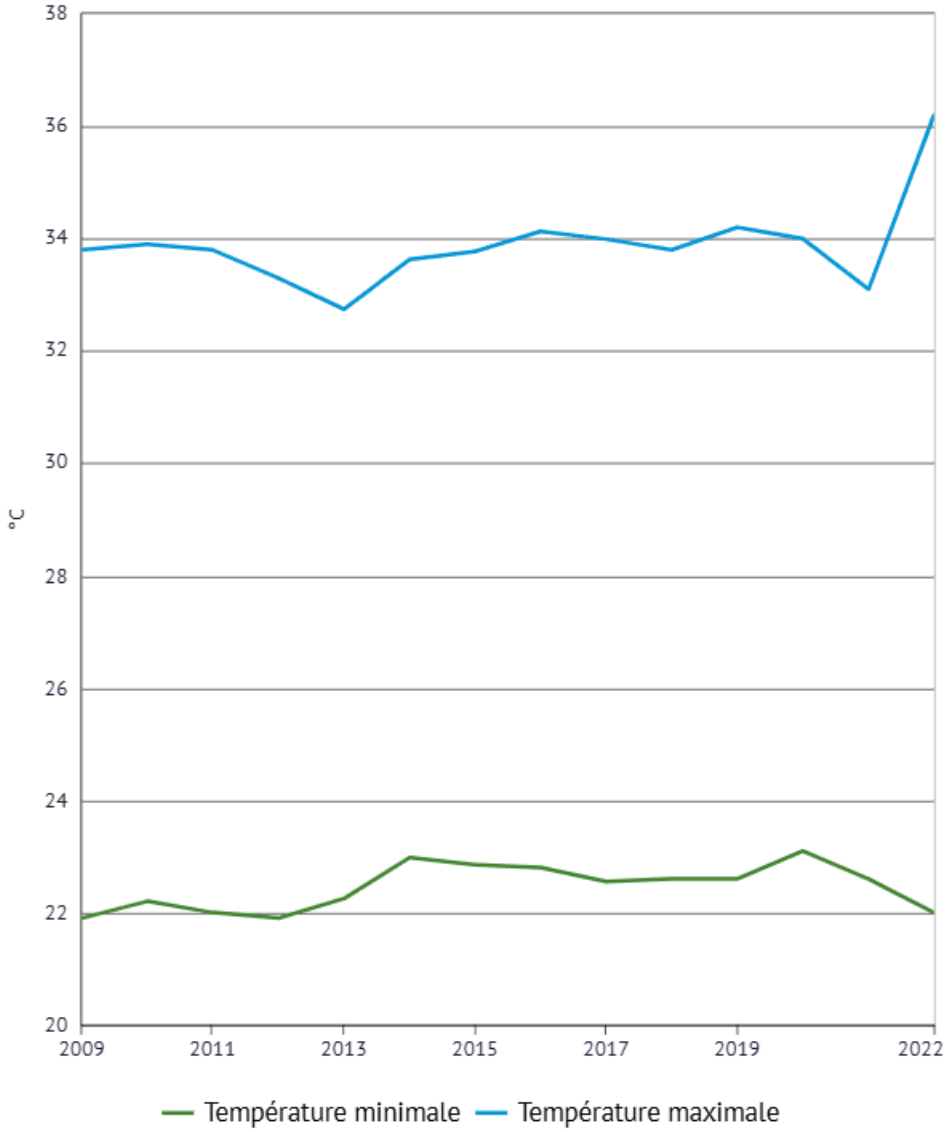


Figure 2: Températures 2009-2022 (*Températures extrêmes dans les stations de la région des Hauts Bassins - Burkina Faso Open Data*, 2022)

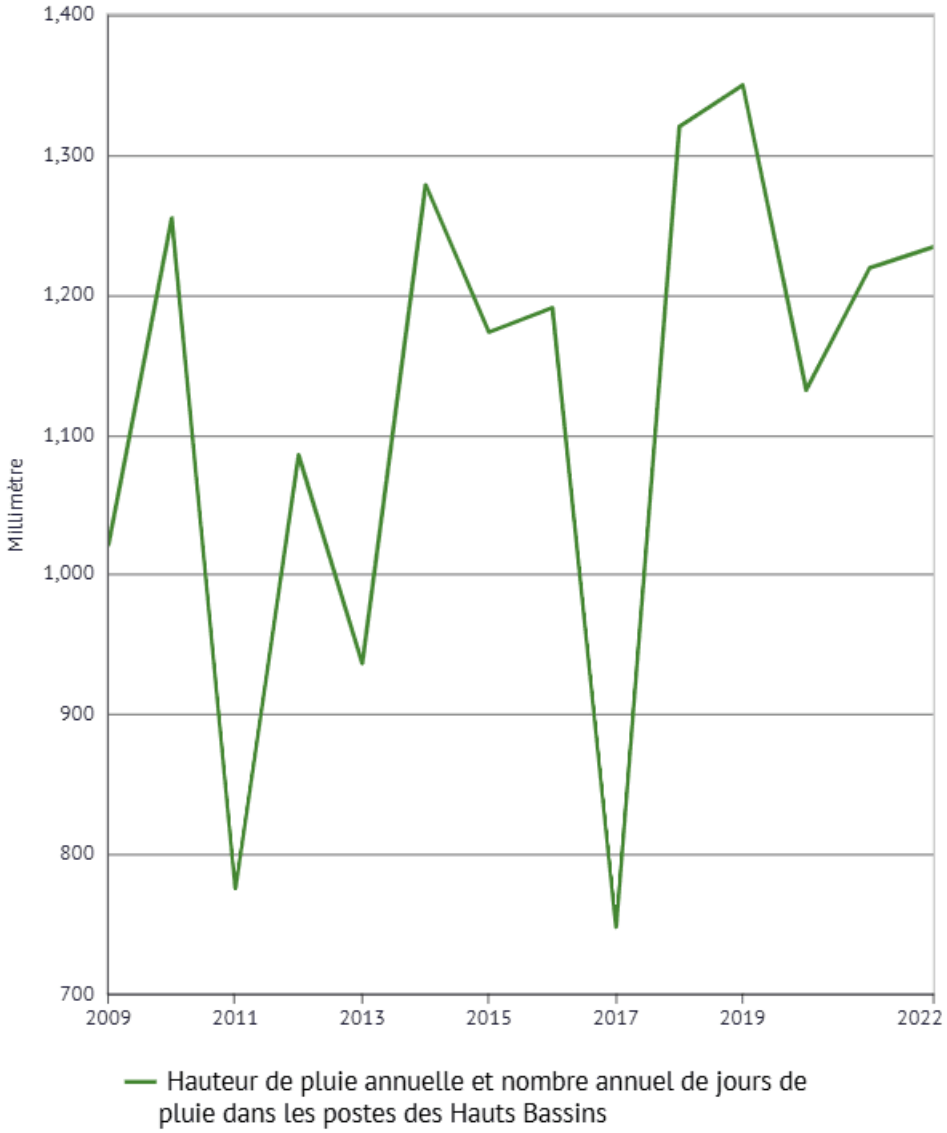


Figure 3: Précipitations 2009-2022 (*Températures extrêmes dans les stations de la région des Hauts Bassins - Burkina Faso Open Data*, 2022)

I.1.5 Hydrographie

Le sous-bassin du Kou constitue une unité hydrologique distincte, mais il s'intègre dans le grand bassin de la Volta Noire. Au Burkina Faso, le bassin de la Volta est principalement drainé par les fleuves Mouhoun et Nakanbé. L'un des principaux affluents du Mouhoun est la rivière du Kou, qui joue un rôle hydrologique central dans le sous-bassin. (Coulidiati et

al., 2025). Le sous-bassin du Kou possède un réseau hydrographique structuré autour de la rivière du Kou (figure 4), qui joue un rôle essentiel dans la dynamique hydrologique régionale. Le sous-bassin est desservit par la rivière du Kou (Sagnon, 2010). La rivière pérenne du Kou avec une longueur d'environ 70 Km prend sa source vers la localité de Péni à environ 500 m d'altitude à proximité de la forêt classée de Kou (Coulidiati *et al.*, 2025). Elle s'écoule principalement du Sud-ouest vers le Nord-est avant de rejoindre le fleuve Mouhoun. Elle coule toute l'année, mais avec des variations saisonnières importantes de débit allant de 1,8 à 2 m^3/s (Nebie, 1996).

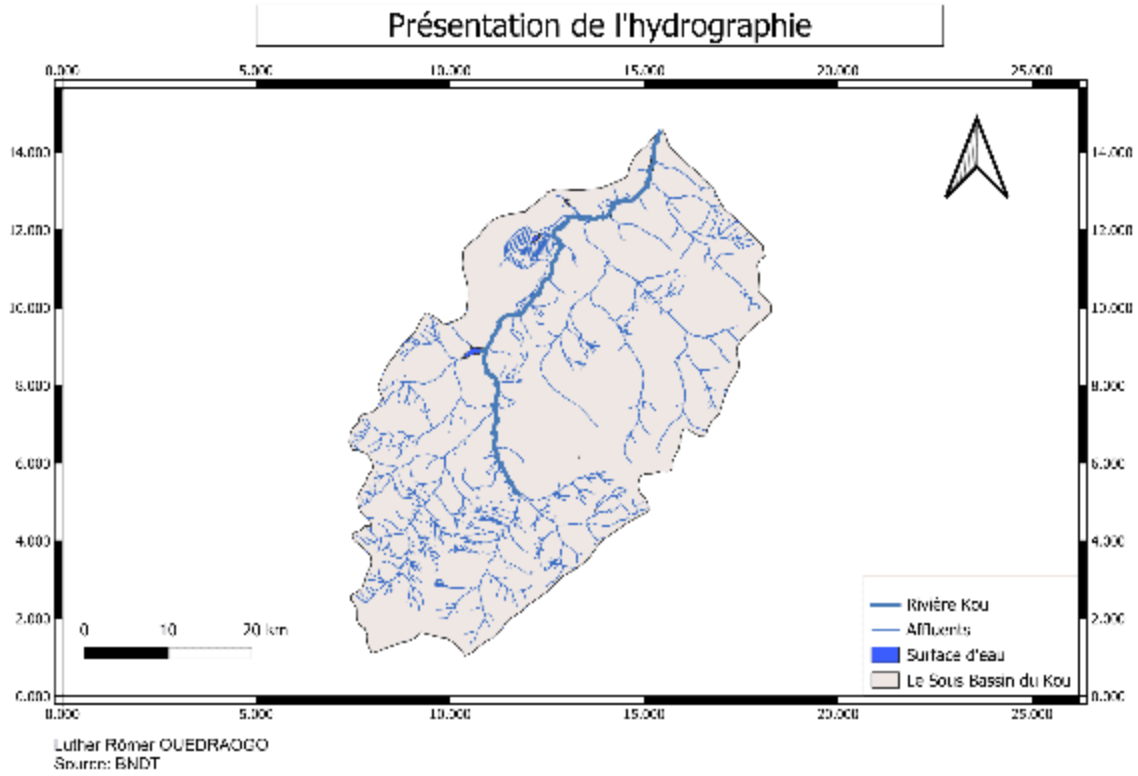


Figure 4: Hydrographie du sous-bassin du Kou

I.2 État de l'art

I.2.1 Géologie

Le Burkina Faso fait partie du craton ouest-africain, une structure stable composée de deux grandes unités qui sont : le domaine du socle archéen et le domaine birimien, plus jeune et plus répandu dans le pays (Yeo, 2013). En ce qui concerne la zone sédimentaire de l'ouest, la structure est dans l'ensemble monoclinale avec un pendage de 2° vers le NW ou le NNE

avec des failles dans la région de Bobo (Kutangila, 2025). Les couches s'enfoncent de 35 m par km, ce qui amènerait le Grès Kawara Sindou (GKS) à près de 4000 m de profondeur vers la frontière malienne (Tirogo, 2016). La zone d'étude est marquée par plusieurs structures tectoniques majeures qui influencent directement la circulation de l'eau souterraine. Ces structures comprennent des foyers de cisaillement orientés NE-SW à ENE-WSW, qui constituent les principales zones de déformation affectant la fracturation du socle (Tirogo, 2016). Ces structures tectoniques jouent un rôle décisif dans la dynamique hydrogéologique de la région.

Le sous-bassin du Kou qui constitue la zone d'étude, est comprise dans la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudéni, dont la superficie est d'environ 1 500 000 km^2 (Tirogo, 2016). La bordure sud-est du Taoudéni concerne le Mali et le Burkina Faso. Cette zone d'environ 260 000 km^2 avec seulement 20% au Burkina Faso, soit 45 000 $km^{2,}$ est composée de neuf formations géologiques superposées, majoritairement gréseuses, avec un léger pendage de 2 ° vers le nord-ouest(Sauret, 2008).

On retrouve neuf (9) formations géologiques dans le bassin de Taoudéni et cinq (5) formations dans le sous-bassin du Kou (Derouane, 2008; Ouédraogo, 2006; SOGREAH, 1994; Tirogo, 2016) :

- la formation de Kawara-Sindou (NPggc, anciennement Gks) : Formation gréseuse reposant en discordance sur le socle cristallin d'une épaisseur allant de 60 à 350 m.
- la formation de Takalédougou (NPgfg, anciennement Gfg) : Formation constituée de grès grossiers conglomératiques glauconieux et de minces niveaux de grès très fins, avec un aspect schisteux par endroits avec une épaisseur de 100 à 500 m.
- la formation de Tin (NPggg, anciennement Ggq) : Formation constituée de grès quartzites fins à moyens. Les épaisseurs sont comprises entre de 300 et 600 m.
- la formation de Guena-Souroukoundinga (NPsac1 anciennement Sac1) : Formations composées de grès très fins, argilites, siltstones, dolomie et calcaire dolomitique avec une épaisseur autour de 300 m.
- la formation de Bonvalé (NPgfr anciennement Gfr) : ce sont des formations composées de grès quartzites très fins micacés, en bancs épais et compacts avec une épaisseur de 100 m. Les formations superficielles : cette partie est considérée

par l'auteur SOGREAH (1994) comme des formations à part entière, mais Sauret (2013) les considère comme un ensemble de formations superficielles. Elles sont composées par : les latérites, les formations d'altération issus de la décomposition des grés qui forment des sables et les alluvions qui sont des formations argileuses ou sablo-argileuses.

- la formation de Samandéni-Kiébani (Npsac2 anciennemen Sac2) : elle est constituée principalement d'argilites, de siltites, de grès fins et de carbonates avec une épaisseur pouvant atteindre 450 m.

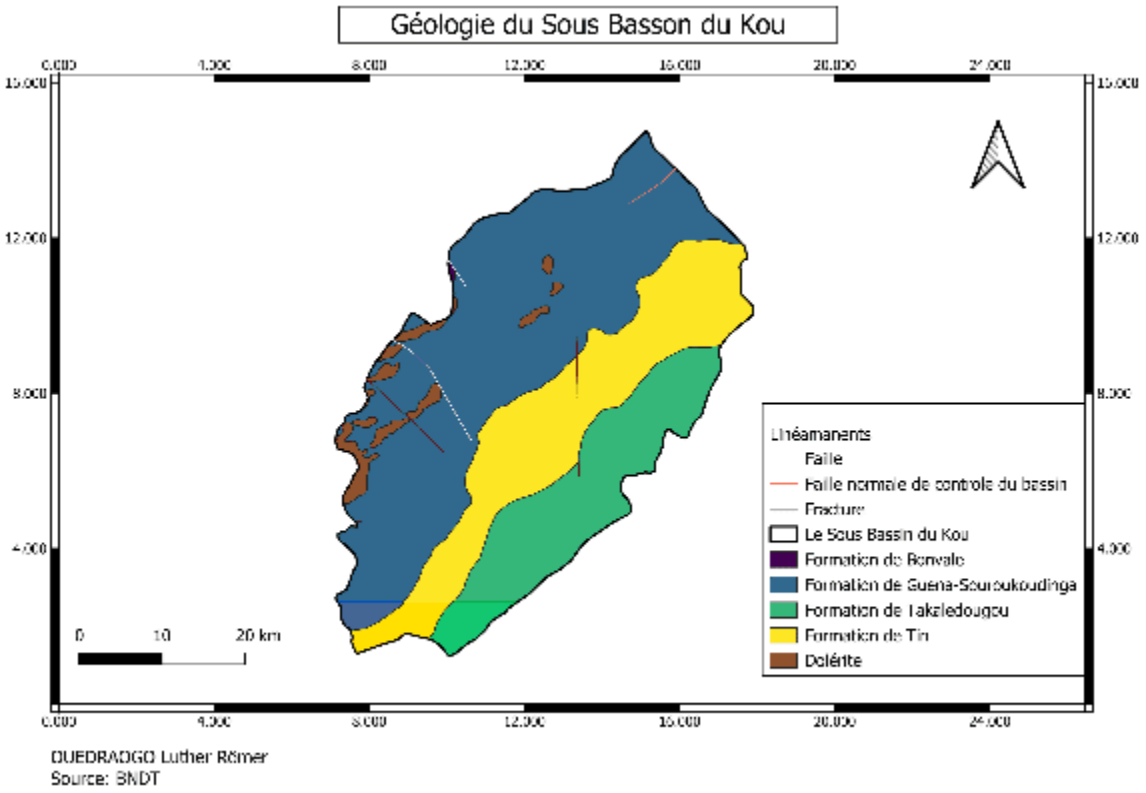


Figure 5: Présentation de la zone d'étude

I.2.2 Hydrogéologie

Les aquifères font partie des systèmes hydrogéologiques les plus complexes et requièrent des méthodes adéquates pour une caractérisation réaliste et des techniques adaptées pour améliorer la gestion des ressources en eau souterraine sur le long-terme (Mizan *et al.*,

2019). Leur caractérisation précises restent un défi pour les grands systèmes, en raison de l'hétérogénéité spatiale des propriétés hydrauliques et de la variabilité temporelle des apports hydrologiques (Guillaumot, 2018). Pour ce faire, il est important d'utiliser des approches intégrant la géologie, l'hydrogéologie et la géophysique pour caractériser un aquifère afin d'évaluer sa productivité (Vouillamoz *et al.*, 2015; Shishaye *et al.*, 2019).

Le sous bassin du Kou renferme un système d'aquifères qui a pu être définit grâce aux études faites par SOGREAH Ingénierie en 1994. Ce système hébergerait une nappe unique dont le sens d'écoulement est du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Dakoure, 2003b). Cette hypothèse a été réalisée pour pallier l'insuffisance de données sur l'environnement lithologique par absence de forages profonds et de prospection géophysique profonde ou de relevés piézométriques fiables.

La synthèse des travaux de Tirogo (2016), Sauret (2013a), Talboui (2009), Ouédraogo (2006), Gombert (1998) et de SOGREAH (1994), ont permis d'énumérer six (06) aquifères qui sont:

L'aquifère des Grès de Kawara - Sindou (GKS) : reposant sur un socle cristallin avec une épaisseur d'une centaine de mètres, la nappe a un caractère fortement captif avec un débit de 65 m^3/h pour une transmissivité, de $1{,}14.10^{-3} m^2/s$ et un coefficient d'emmagasinement de $1{,}5.10^{-4}$. Cet aquifère peut-être captée jusqu'à 90 m avec un niveau statique de 16 à 40 m.

L'aquifère des Grès fins glauconieux (Gfg) : c'est un aquifère captif d'une épaisseur estimée entre 100 et 150 m. Les valeurs de transmissivité varient, mais la valeur minimale est de $2{,}2\ 10^{-6}\ m^2/s$ pour un coefficient d'emmagasinement de $1{,}5\ 10^{-4}$. Les débits captés sont autour de 50 à 80 m^3/h avec un rayon d'influence de 500 m pour un rabattement de 50 à 100m.

L'aquifère inférieur des Grès à Granules de Quartz (Ggq) : la délimitation reste imprécise et l'interprétation de profils de diagraphies ainsi que les mesures de conductivités électriques ont inspiré les chercheurs à penser que cet aquifère repose sur celui du Grès fin glauconieux. Son niveau statistique peut aller jusqu'à 60 m par endroit, mais au niveau des sources (Nasso/Guinguette), ce niveau est à moins de 20 m. le toit de cet aquifère n'a pas pu être déterminé jusqu'à lors avec précision.

L'aquifère supérieur des Grès Fins Rose (Gfr) : il peut être libre ou captif.

L'aquifère des Siltstones, Argilites et Carbonates (SAC1) : c'est un aquifère captif dont l'épaisseur est d'environ 80 m, la transmissivité va de 1,5 10^{-2} à 9 10^{-3} m^2/s et peut aller jusqu'à 6 10^{-2} m^2/s. Le coefficient d'emmagasinement est de 5,5 10^{-4}.

L'aquifère alluvial (superficiel) : C'est un aquifère libre constitué de dépôts argilo-sableux d'une épaisseur de 15 m environ, des latérites et des grès altérés dont l'épaisseur peut atteindre les 45 m. A l'amont, on rencontre des dépôts argilo-sableux qui constituent un aquifère peu perméable dont la conductivité hydraulique $K=10^{-5}$ m/s tandis qu'en aval, les alluvions sont perméables avec une conductivité hydraulique $K=2{,}2.10^{-4}$ m/s.

Les premières tentatives de modélisation hydrogéologique du sous bassin du Kou remontent aux travaux de SOGREAH (1994) qui ont considéré séparément la nappe des grès fins (Gfg-Ggq-SAC1) et celle des grès de Kouto (GKS), en supposant l'existence d'une couche imperméable continue assurant leur isolement hydraulique. Toutefois, l'existence et la continuité de cette couche n'ont pas été prouvée sur l'ensemble du sous bassin. Malgré cette hypothèse simplificatrice, les rabattements simulés se sont révélés globalement comparables aux valeurs observées sur le terrain, suggérant une première approximation acceptable du fonctionnement de l'aquifère.

Dans la continuité de ces travaux, Dakouré (2003b) a cherché à améliorer la représentation hydrodynamique et les résultats ont permis de faire un lien entre la charge piézométrique simulé et le coefficient d'emmagasinement (forte sensibilité), soulignant ainsi l'importance de ce paramètre. Le modèle a aussi prouvé que l'augmentation des prélèvements dans la zone de Nasso Guinguette cause des rabattements importants vers l'ouest, notamment à Bobo-Dioulasso. Bien qu'il ait eu des similitudes entre les charges simulées et mesurées en certains points, le modèle présente encore des limites à améliorer sur le plan structural.

Afin de lever ces insuffisances, Derouane (2008), grâce aux données de Ouédraogo (2006) a développé une modélisation tridimensionnelle intégrant explicitement la géométrie et les paramètres hydrodynamiques des dix horizons géologiques identifiés dans le bassin sédimentaire du Burkina Faso. Réalisé sous le logiciel GMS, ce modèle 3D a permis de simuler les écoulements souterrains, de caractériser la piézométrie, les directions d'écoulement, les flux sortants, ainsi que les échanges entre la nappe et les cours d'eau. Les résultats obtenus se sont montrés globalement conformes aux observations de terrain, renforçant la pertinence de cette approche plus intégrée.

Sauret E. (2008) a amélioré la compréhension sur le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère en considérant une nappe unique hébergé par un système multicouches mais avec des échanges de flux de type drain et rivières favorisés par les sources de Nasso/Guinguette et des systèmes de failles normales en touche de piano et d'effondrement structurant la fracturation du bassin. Il a pu évaluer les flux entrants et sortants aux différentes limites de ce bassin. La simulation des écoulements en régime permanent a aussi permis de restituer les piézométries observées et dégager un écoulement globalement orienté du sud vers le nord avec une composante préférentielle est-ouest.

Les travaux de Talbaoui (2009) sur base des modèles d'écoulement proposés par Derouane (2008) et Sauret (2008) a proposé un modèle de transport de contaminant et définit l'extension des zones de protection immédiats, rapprochés et éloignés succeptibles d'être des sources de contamination potentielle des aquifères souterrains en cas de pollution.

La principale limite des travaux de modélisation est le nombre limité de point de mesure piézométriques qui cause une incertitude non négligeable dans l'estimation des paramètres hydrodynamiques.

Plus tard, Tirogo (2016) a mis en relief une forte hétérogénéité spatiale des aquifères sédimentaires du sous bassin. Les valeurs de transmissivité (en m^2/s) sont comprises entre $1.6* 10^{-6}$ et $7.4*10^{-2}$ m^2/s d'une couche à l'autre dans la même formation.

Dans son étude, elle a souligné que le nombre très limité d'essais de pompages longue durée constitue un frein à l'estimation exacte des paramètres hydrodynamiques. L'auteure recommande ainsi la réalisation de forages profonds afin d'améliorer la compréhension de la géométrie et des propriétés hydrodynamiques des aquifères du bassin du Kou.

Depuis les travaux de Tirogo (2016), le ministère en charge de l'eau a entrepris la réalisation de forages dont la profondeur est largement supérieure à 200 m. Lancé en 2019 pour une durée de 5 ans, le PAEA a lancé le recrutement d'une entreprise pour la réalisation de forages profonds avec un piézomètre dont la profondeur sera supérieure à 1000 m. Cela permettra d'avoir une base de données plus approfondies et de lever certaines incertitudes. Aussi, l'analyse des litho logs et des données de diagraphies de ces forages, ainsi que la corrélation entre les différents profils, permettra de préciser l'extension spatiale, l'épaisseur et la structure des différentes formations hydrogéologiques.

CHAPITRE 2 : MATETIELS ET METHODES

II.1 Outils

Plusieurs outils ont été nécessaires pour la réussite de l'étude. Ces outils sont entre autres :

- **le pack Office (Excel, Word, Power point) qui** a permis le traitement de données, la représentation des graphiques pour Excel et la rédaction du mémoire ainsi que la mise en page ;
- **Jupyter Notebook qui** a facilité la visualisation et génération des figures de qualité professionnelle ainsi que l'analyse des données géologiques, piézométriques, diagraphiques et électromagnétiques ;
- **GMS qui** a permis de représenter le modèle géologique de la zone d'étude ;
- **QGIS qui** a été utilisé pour l'élaboration des différentes cartes de localisation et aussi pour le filtrage des jeux des données ;
- **Zotero** qui a permis la génération automatique des références bibliographiques et l'insertion des citations dans Microsoft Word.

II.2 Démarche méthodologique

Afin de mener à bien cette étude, la combinaison de plusieurs techniques est fortement nécessaire. Pour cela, nous suivrons des étapes bien définies qui sont :

- le traitement des données de forages (logs de forages) ;
- l'analyse des données piézométriques : fluctuation temporelle de la nappe, cartographie, gradient et de la diagraphie du seul forage profond à Sourkoudougou;
- l'exploitation des données géophysiques : détecter les contrastes de conductivité à travers les méthodes électromagnétiques ;

II.2.1 Analyse des logs de forages

La méthodologie mise en œuvre dans le cadre de ce travail repose sur une approche progressive visant à assurer la qualité, la cohérence et l'exploitabilité des données utilisées pour la caractérisation géologique et hydrogéologique du sous-bassin étudié.

La première phase a consisté à préparer, nettoyer et enfin corriger les données afin d'éliminer les incohérences susceptibles de compromettre la fiabilité des résultats.

Certaines valeurs manquantes ont été remplacées par les équivalents les plus pertinents. Cela a permis de limiter au maximum la perte d'information.

Une seconde phase a concerné la fusion des différents jeux de données. Cette opération a permis de combiner, au sein d'un fichier unique, les informations géologiques, altimétriques et structurales afin de déterminer les altitudes absolues des intervalles lithologiques. Les bornes supérieures et inférieures des couches ont été recalculées en tenant compte de l'altitude du terrain et des profondeurs d'attaque, de sorte à restituer plus fidèlement la disposition verticale des formations.

L'analyse a ensuite porté sur la mise en évidence de tendances statistiques et de relations entre les différentes unités. Sur le plan spatial, la distribution des forages a été cartographiée afin de représenter la couverture exploratoire de la zone. Une analyse verticale a également été conduite par découpage en classes de profondeur régulières, permettant de suivre l'évolution des proportions lithologiques en fonction de l'enfoncement. La dynamique des relations entre les formations a été appréhendée par la construction de matrices de transition, lesquelles ont été visualisées sous forme de cartes thermiques afin d'illustrer les successions lithologiques les plus fréquentes.

Enfin, une phase de modélisation tridimensionnelle a permis d'intégrer et de visualiser les résultats obtenus. Dans un premier temps, des représentations en nuage de points ont été générées afin de vérifier la cohérence spatiale des données. Ensuite, les points ont été reliés afin d'obtenir des segments pour une meilleure visualisation de la succession des couches lithologiques. Enfin, une interpolation volumétrique en vue d'obtenir un modèle géologique 3D a été réalisée. L'ensemble des traitements a été réalisé avec Python sous l'environnement Anaconda à travers Jupyter Notebook. La structuration et les analyses statistiques ont été réalisés grâce aux bibliothèques « Pandas et Numpy ». La visualisation 2D a été réalisée grâce aux bibliothèques « Matplotlib, Searborn et Plotly ». La visualisation 3D a quant à elle été faite grâce à la bibliothèque « Pyvista » et les interpolations spatiales ont été effectuées à l'aide de la bibliothèque Scipy.

L'interpolation spatiale utilisée dans cette étude repose sur la fonction « griddata » du module « Scipy » de Python. Cette approche permet de reconstituer des surfaces continues à partir de points de données discrets, issus ici des coordonnées géographiques et altimétriques des forages. Les paramètres pris en compte sont les coordonnées horizontales

(X, Y) et les altitudes correspondantes des toits et des murs des formations lithologiques (Z_top et Z_base).

La méthode d'interpolation choisie pour cette partie est linéaire et elle consiste à estimer une valeur inconnue en se basant sur les valeurs des points existants au voisinage. D'abord les points ont été reliés de manière triangulaire afin de permettre le calcul de chaque nœud de la grille sous forme de combinaison pondérée des valeurs des sommets des triangles. Cette méthode donne une certitude entre précision géométriques, continuité spatiale et stabilité numérique tout en évitant les oscillations artificielles observées en utilisant d'autres approches comme l'interpolation cubique. Afin de s'assurer de la fiabilité des résultats, un traitement parallèle a été fait sur le logiciel GMS qui a permit de générer un modèle du sous sol facilitant l'interprétation.

II.2.2 Analyse des données piézométriques

Pour cette étude, une approche intégrée a été adoptée afin de caractériser les aquifères sédimentaires du sous-bassin du Kou et d'évaluer leur potentiel en eau souterraine. La méthodologie combine la collecte et le traitement des données, l'analyse statistique, la cartographie, l'interpolation spatiale et la visualisation tridimensionnelle. Les données utilisées proviennent principalement des forages hydrogéologiques (débit et niveau statique) et des mesures piézométriques de 1993 à 2024.

II.2.2.1 Analyse des données de forage

Les données des forages ont été importées et nettoyées à l'aide de « Pandas », en supprimant les valeurs manquantes dans les colonnes essentielles et en filtrant les débits nuls, ce qui assure la fiabilité des résultats et limite les biais lors des analyses. Des statistiques descriptives ont ensuite été réalisées avec Pandas, tandis que « Seaborn et Matplotlib » ont été utilisées pour visualiser à travers des scatter plots les relations entre le débit et certains paramètres influents tels que la profondeur totale et le niveau statique, mettant en évidence les principales tendances et interactions.

La dimension spatiale des données a été étudiée avec « Geopandas et Shapely », permettant la réalisation de cartes illustrant la distribution des points et la localisation des zones à fort potentiel hydrogéologique. Les forages ont ensuite été classé en quatre catégories de

potentiel hydrogéologique selon son débit à l'aide de Pandas facilitant ainsi l'identification des zones favorables à l'exploitation.

Pour reconstituer des surfaces continues à partir des points de mesure, deux méthodes d'interpolation ont été appliquées. L'Inverse Distance Weighting (IDW) a été réalisée avec Numpy et « Scipy.spatial.cKDTree », attribuant plus de poids aux points proches et considérant les six voisins les plus proches avec une puissance de pondération de deux. L'interpolation cubique, effectuée avec « Scipy.interpolate.griddata », a généré des surfaces continues du débit ou de l'altitude de la nappe, appliquée par tranche de profondeur (20-40m, 40-60m, 60-80m, 80-100m, 100-150m et 150-200m) pour tenir compte de la variation verticale du potentiel hydrogéologique. Ces interpolations ont permis d'identifier les zones à fort potentiel et de visualiser la structure des aquifères. Les données utilisées pour déterminer le sens d'écoulement des eaux souterraines dans le sous-bassin du Kou proviennent des niveaux piezométriques. Pour déterminer le flux local, les forages les plus proches de chaque point ont été identifiés à l'aide d'un KDTree, structure efficace pour les recherches spatiales. Les différences moyennes de position et de niveau piézométrique entre un forage et ses voisins ont été calculées afin d'estimer localement le gradient hydraulique horizontal à partir de données piézométriques ponctuelles. Selon l'approximation discrète du gradient décrite en hydrogéologie quantitative par de Marsily (1986) dans son document intitulé « Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers » :

$$\Delta X = \text{moyenne}\left(X_{\text{voisins}} - X_{\text{forage}}\right), \Delta Y = \text{moyenne}\left(Y_{\text{voisins}} - Y_{\text{forage}}\right),$$

$$\Delta H = \text{moyenne}\left(Piezo_{\text{voisins}} - Piezo_{\text{forage}}\right)$$

Le vecteur de flux local est défini comme étant colinéaire au gradient hydraulique horizontal et orienté vers les charges hydrauliques décroissantes, conformément à la loi de Darcy exprimée sous forme vectorielle (Darcy, 1856). La normalisation spatiale permet d'exprimer une direction d'écoulement indépendante de l'échelle locale par :

$$\vec{F}_i = -\Delta H \cdot \frac{(\Delta X, \Delta Y)}{\sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2}}$$

La direction dominante de l'écoulement souterrain à l'échelle du sous-bassin a été déterminée par moyenne vectorielle des flux locaux, méthode couramment utilisée en analyse directionnelle pour extraire une tendance globale à partir de directions locales multiples (Fisher, 1995; Mardia et Jupp, 2000):

$$\vec{F}_{\text{principal}} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} \vec{F}_i$$

La direction principale d'écoulement est exprimée sous forme angulaire à l'aide de la fonction arctan2, permettant une détermination non ambiguë de l'orientation du vecteur moyen dans le plan horizontal (Fisher, 1995):

$$\text{Angle principal} = \arctan\ 2(F_x, F_y) \text{mod}\ 360^\circ$$

Où 0° correspond au nord et les angles augmentent dans le sens horaire. Cette valeur représente la direction globale de l'écoulement des eaux souterraines dans le sous-bassin.

II.2.2.2 Analyse des données piézométriques

En ce qui concerne les données piézométriques, elles couvrent la période 1993–2024 et proviennent de plusieurs piézomètres localisés sur le sous-bassin du Kou. La période allant de 2001 à 2019 dépourvue de mesures a été complétée par interpolation. Pour chaque piézomètre, les valeurs connues ont été utilisées pour construire un modèle d'interpolation basé sur la méthode « PCHIP » (Piecewise Cubic Hermite Interpolating Polynomial) des bibliothèques pandas, numpy et scipy, choisie pour sa stabilité et sa capacité à préserver la forme naturelle des séries hydrologiques. Les valeurs interpolées ont été conditionnées par les valeurs maximales et minimales enregistrés par piézomètre afin d'éviter toute incohérence puis une analyse en fonction du temps a été réalisée. Une régression linéaire a été appliquer afin de quantifier la pente annuelle, l'intercept, le coefficient de détermination (R^2) et la significativité statistique (P_{value}) des tendances. Les pentes d'évolution en mètres par an (m/an), traduisent une remontée ou un abaissement progressif de la nappe selon le signe de la pente.

La qualité de l'ajustement a été évaluée à l'aide du coefficient de détermination (R^2). Compris entre 0 et 1, il traduit une bonne qualité lorsqu'il est proche de 1. Utilisé en

complément pour apprécier la qualité de l'ajustement linéaire, il mesure la proportion de la variance des niveaux piézométriques expliquée par la tendance temporelle. La valeur de probabilité associée (p-value) permet d'apprécier la pertinence statistique des tendances estimées. Une valeur de p inférieure au seuil de 5 % ($p < 0,05$), permet de rejeter l'hypothèse nulle et de conclure à l'existence d'une tendance statistiquement significative car cela constitue un compromis largement accepté permettant de limiter le risque (Helsel *et al.*, 2020).

En complément, la significativité statistique des tendances monotones a été évaluée à l'aide du test non paramétrique de Mann–Kendall, qui peut très bien être utilisé dans les études hydrogéologiques pour l'analyse des séries piézométriques (Kendall, 1990). L'objectif de ce test est de détecter la nature des différentes tendances (croissante ou décroissante, significative ou non) sans hypothèse de normalité des données. Le coefficient τ de Kendall est utilisé pour caractériser la puissance de la tendance tandis que la p_{value} permet d'identifier les tendances statistiquement significatives au seuil de 5%. L'association de la régression linéaire et du test de Mann-Kendall assure une analyse combinant validation statistique et quantification de la tendance. La variabilité saisonnière des niveaux piézométriques a été réalisée à travers le calcul des moyennes mensuelles de chaque niveau piézométrique. Quant à l'amplitude saisonnière, elle a été définie comme la différence des niveaux moyens mensuels minimum et maximum fournissant ainsi un indicateur de la réactivité des aquifères à la recharge permettant alors de distinguer les aquifères à faible inertie hydraulique qualifiant généralement les nappes libres, les aquifères à réponse atténuée qualifiant les nappes semi-libres à captives.

La visualisation des données a été réalisée à l'aide des bibliothèques « pandas, numpy, matplotlib et scipy », représentant l'évolution individuelle des niveaux et la moyenne générale pour chaque piézomètre. La dispersion autour de la moyenne a été illustrée à l'aide de l'écart-type. Enfin, un tableau synthétique regroupant les tendances pour l'ensemble des piézomètres a été produit et conservé pour exploitation ultérieure dans l'étude. Cette approche méthodologique permet ainsi de caractériser de manière robuste les évolutions piézométriques à la fois à l'échelle locale et globale du sous-bassin étudié.

II.2.3 Méthodologie pour l'analyse des paramètres hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques analysés dans cette étude proviennent des forages exploités par l'ONEA dans la localité de Nasso. La base de données fournie contient les profondeurs des forages, les débits d'exploitation, les rabattements observés pendant le pompage, les transmissivités et l'emmagasinement spécifique. Les paramètres hydrodynamiques ont été utilisés pour décrire et comparer la productivité des aquifères. Le débit d'exploitation permet d'évaluer le potentiel en eau soutenable de chaque forage, tandis que le rabattement observé sert d'indicateur indirect de la perméabilité et de la réactivité de l'aquifère au pompage (Kruseman et Ridder, 1994).

La transmissivité reflète la capacité de l'aquifère à transmettre l'eau horizontalement (Todd, 1980) et l'emmagasinement spécifique permet de distinguer les nappes libres, semi-captives ou captives (Tirogo, 2016). Les données des paramètres hydrodynamiques ont été regroupées et classées selon la profondeur puis des comparaisons statistiques ont été fait pour permettre d'identifier les aquifères peu, moyennement ou très productifs. Cela a également permis une observation plus concrète de la variation du rabattement par rapport au débit d'exploitation des ouvrages.

Les concepts utilisés pour faire la caractérisation utilisés l'interprétation s'inspirent des travaux de Todd (1980) pour la productivité des aquifères, de Kruseman et De Ridder (2000) pour les relations débit-rabattement-transmissivité, ainsi que ceux de Tirogo (2016) et Coulidiati (2025) pour le contexte hydrogéologique régional.

II.2.4 La diagraphie

La méthodologie de traitement des diagraphies du forage a été réalisée en plusieurs étapes afin d'assurer la qualité, l'homogénéité et l'interprétabilité des données. Les diagraphies analysées comprennent la résistivité, le gamma-ray, la porosité (densité et neutron) ainsi que les mesures soniques et acoustiques, chacunes apportant des informations complémentaires sur la nature et la compacité des formations traversées.

Les fichiers bruts ont été importés et standardisés avec les bibliothèques Pandas et Numpy. La bibliothèque « Scipy » a permis de faire l'interpolation et le lissage des logs. Les bibliothèques « Matplotlib, Searborn et Plotly » ont permis la visualisation des profils. Les

valeurs manquantes identifiées ont été interpolées afin d'obtenir un pas de profondeur uniforme, les anomalies ponctuelles ont été supprimées. Chaque diagraphie a été calibrée afin de corriger le biais lié à l'instrumentation et aux conditions de réalisation du forage.

II.2.5 L'électromagnétisme

L'analyse électromagnétique (EM) à domaine fréquentiel constitue un outil essentiel pour la caractérisation hydrogéologique des aquifères, notamment dans les formations sédimentaires du sous-bassin du Kou. Réalisée grâce au PROMIS 10 de Iris instruments, l' EM permet d'estimer la distribution spatiale des propriétés électriques du sous-sol en particulier la conductivité et la polarisation induite, paramètres directement liés à la nature lithologique, à la présence d'eau dans les formations.

Le traitement effectué a pour objectif principal d'identifier et de cartographier les zones potentiellement aquifères à travers les données obtenues sur le terrain. Les étapes du traitement sont la préparation des données, le calcul des profondeurs d'investigations, les interpolation 1D de chaque profil de mesure et enfin l'interpolation 2D des profils de superposés.

II.2.5.1 Acquisition et préparation des données

Les données proviennent de mesures électromagnétiques à domaine fréquentiel (FDEM) réalisées le long de profils d'exploration. Chaque point de mesure correspond à une valeur de fréquence donnée, et les grandeurs mesurées incluent la réponse en phase (IP) et la réponse en quadrature (OP). Ces mesures ont été directement converties en pourcentage à la sortie de l'appareil car le PROMIS 10 mesure le champ secondaire (Hs) en nanotesla (nT) sous forme vectorielle : $Hs = H' + jH''$ (Wait, 1982; Ward et Hohmann, 1987). Les données ont ensuite été enregistrées sous forme de fichiers tabulaires comportant les coordonnées géographiques, les fréquences, et les valeurs IP/OP associées.

$$IP\ (\%) = \frac{H\prime}{Hp} * 100\ , \qquad OP\ (\%) = \frac{H"}{Hp} * 100$$

Avec :

Hs (nT) : Le champ secondaire

H' (nT) : Partie réelle du champ secondaire

H'' (nT) : Partie imaginaire du champ secondaire

Hp (nT) : le champ primaire

Les données ont été importées, nettoyées (les valeurs de fréquences égales à 999.99 Hz) et traitées à l'aide des bibliothèques Python suivantes : « pandas » (lecture, fusion et gestion des data frames), « numpy » (opérations numériques et conversion de type), « matplotlib.pyplot » (visualisation graphique des résultats), « scipy.interpolate » (interpolation spatiale bilinéaire ou cubique), seaborn (amélioration esthétique des figures).

II.2.5.2 Calcul de la profondeur d'investigation

La profondeur d'investigation est estimée en prenant soin de ne pas dépasser la profondeur de peau (profondeur à partir de laquelle le signal est réduit à environ 37%) , qui caractérise l'atténuation des ondes électromagnétiques dans un milieu conducteur et dépend de la conductivité électrique et de la fréquence d'émission (Wait, 1982; Ward et Hohmann, 1987):

$$d_i = \sqrt{\frac{1}{\pi \mu \sigma f}}$$

Où :

- d_i= profondeur d'investigation (m)
- μ= perméabilité magnétique du milieu (en général, $\mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}\ H/m$)
- σ= conductivité électrique (S/m)
- f= fréquence du signal émis (Hz)

Cette relation traduit le fait que la profondeur d'investigation diminue lorsque la fréquence augmente ou lorsque la conductivité du milieu est forte. Ainsi, les faibles fréquences permettent de sonder des niveaux plus profonds, alors que les hautes fréquences caractérisent les horizons superficiels.

Les profondeurs calculées ont été ajoutées à la base de données principale pour chaque fréquence mesurée, permettant une analyse verticale et latérale de la réponse du sous-sol.

II.2.5.3 Interpolation spatiale et génération des grilles

Pour permettre une bonne représentation spatiale de la variation des paramètres IP et OP, une interpolation bilinéaire a été appliquée à l'ensemble des points mesurés. La fonction « scipy interpolategriddata » a été utilisée avec une résolution de grille adaptée à la densité

des points (200 × 200 points pour l'ensemble de la zone). La distribution spatiale des paramètres mesurés a été obtenue par interpolation pondérée, où la valeur en un point est estimée comme une combinaison linéaire pondérée des observations voisines, selon les principes généraux de l'interpolation spatiale en géostatistique (Isaaks, 1989).

$$Z(x,y) = \sum_i w_i(x,y)\, z_i$$

Avec :

- $Z(x,y)$ la valeur interpolée à la position (x, y),
- z_i les valeurs mesurées aux points voisins,
- w_i les coefficients de pondération dépendant de la distance.

L'interpolation bilinéaire a été privilégiée pour sa stabilité numérique et son réalisme dans les gradients conducteurs-résistifs. Les grilles obtenues ont ensuite servi à produire des cartes d'iso valeurs (iso conductivité, iso-IP, iso-OP), utiles pour la détection des zones anormales.

II.2.5.4 Visualisation et analyse des profils électromagnétiques

Les profils EM ont été tracés à partir des grilles interpolées. Les paramètres essentiels (IP et OP) ont été représentés à l'aide de palettes de couleurs uniformes pour améliorer la distinction visuelle des anomalies.

Des contours fins ont été superposés afin de faciliter la lecture des gradients latéraux, notamment pour identifier les limites entre formations conductrices (zones saturées ou argileuses) et résistives (zones sableuses ou gréseuses). Chaque profil correspond à une coupe pseudo-2D illustrant la variation des réponses électromagnétiques en fonction de la position et de la profondeur d'investigation.

Les bibliothèques Python mobilisées pour cette étape sont : « matplotlib.pyplot » pour le tracé des cartes et des profils, « numpy » pour générer les maillages, « scipy.interpolate » pour l'interpolation des valeurs, « matplotlib.cm », pour la gestion des palettes de couleurs.

La composante In-Phase correspond à la partie du signal EM en phase avec le courant injecté, et elle est généralement liée à la conductivité des formations, ce qui permet d'identifier les zones plus ou moins conductrices comme les aquifères saturés ou les

matériaux argileux. La composante Out-of-Phase correspond à la partie du signal déphasée par rapport au courant injecté et est sensible aux effets de polarisation induite et à la susceptibilité magnétique des milieux, ce qui aide à discriminer certains types de roches et à détecter des anomalies locales. L'analyse des composantes IP et OP repose sur la compréhension des propriétés électriques des matériaux du sous-sol. IP met en évidence la polarisation des roches, souvent associée aux argiles, limons ou zones minéralisées (Binley et Kemna, 2005; Leroy, 2009), tandis que OP reflète la résistivité apparente, liée à la saturation en eau et à la nature des sédiments (Telford, Geldart et Sheriff, 1990; Parasnis, 1997). L'interprétation conjointe de ces paramètres permet d'identifier les aquifères, de caractériser leur continuité et de distinguer les différentes formations géologiques (Sharma, 1997). L'interprétation se fait sur le profil magnétique c'est à dire directement sur IP et OP sans conversion préalable en conductivité apparente (Wait, 1982; Ward et Hohmann, 1987).

- Haute IP + faible OP → argiles saturées (Binley et Kemna, 2005; Leroy, 2009)
- Faible IP + faible OP → sédiments sableux saturés (aquifère) (Maurya, Singh et Kumar, 2013)
- Faible IP + haute OP → sables secs ou graviers non saturés (Telford, Geldart et Sheriff, 1990)

CHAPITRE 3 : RESULTATS ET DISCUSSION

III.1 Traitement des données de forages

III.1.1 Présentation des données

Les données disponibles sont bien reparties dans le sous bassin (figure 4). La figure 6 montre le maillage automatique réalisé sur GMS pour la création des axes de liaison entre les forages. Ces axes vont permettre de présenter la lithologie interpolée. La figure 7 quant à elle présente la répartition des forages dans l'espace en fonction de l'épaisseur.

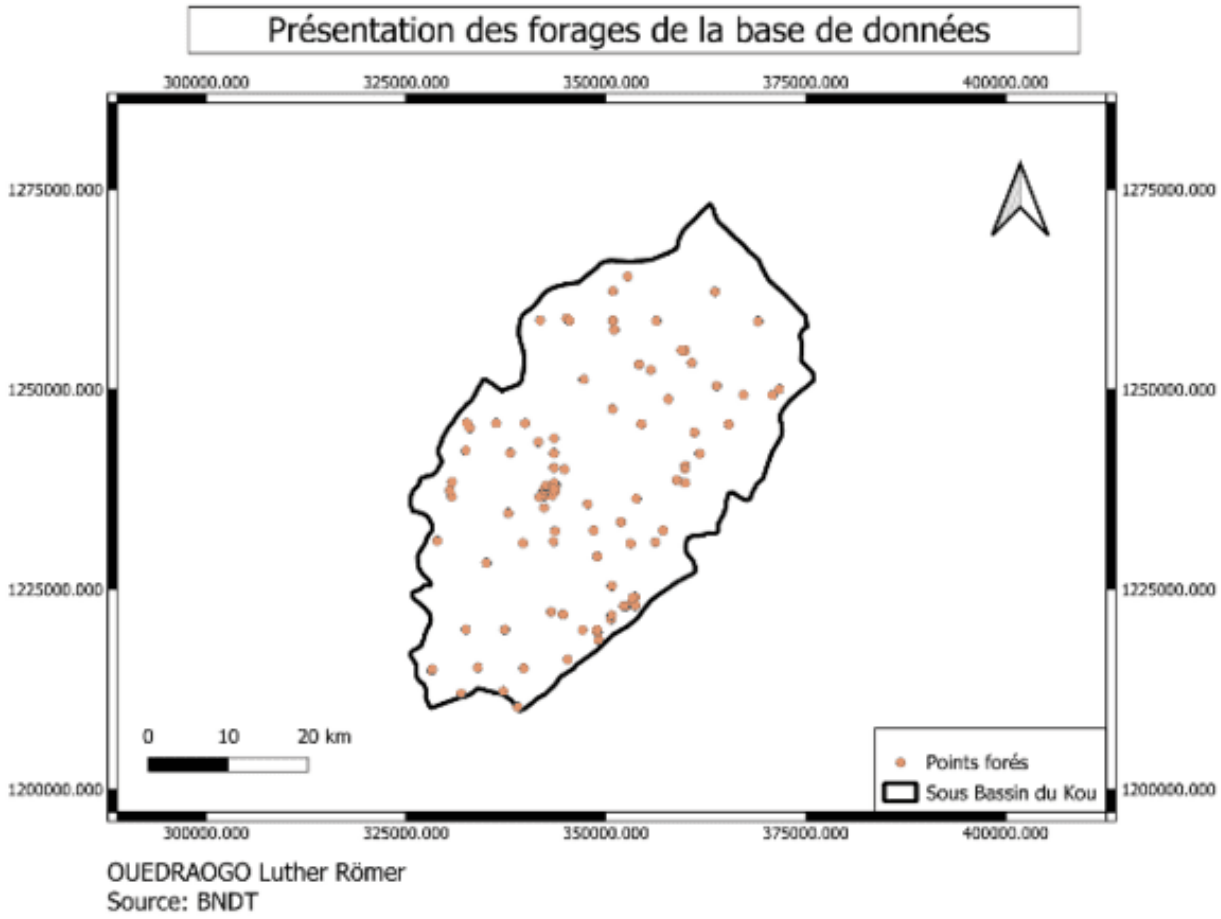


Figure 6 : Présentation des forages dans le sous bassin

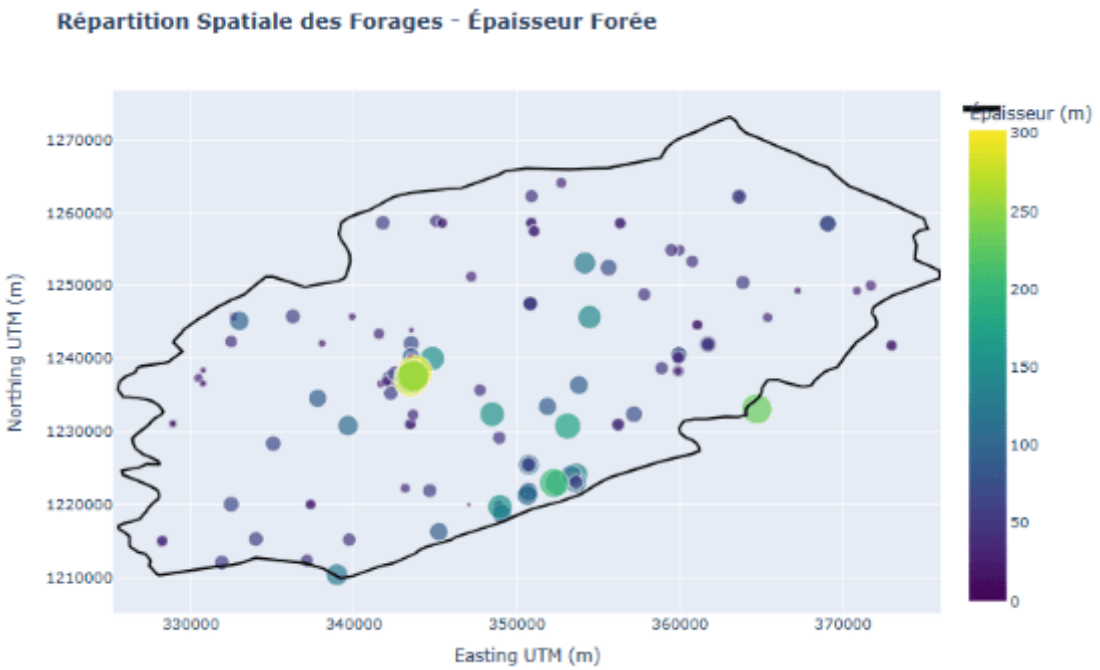


Figure 7 : Répartition spatiale des forages

III.1.2 Modélisation

L'étape de modélisation a permis de représenter en fonction des données collectés la superposition des différentes couches lithologiques sur l'ensemble du sous bassin. D'abord chaque lithologie a été représentée sous forme de point en fonction des coordonnées X, Y et Z avec un code couleur pour chaque lithologie. La suite a consisté à relier les différents points afin d'observer les forages en traits continus pour une meilleur visualisation. Pour une visualisation variée, des coupes sur les positions X et Y (figure 9) permettant de voir le maximum des données ont été réalisées. Cela a permis d'observer que la répartition des lithologies suivant ces axes est très variée.

Les résultats obtenus (figures 8 et 9) ont permis de définir les épaisseurs des différentes structures géologiques :

- de 25 à 310 m pour les GGQ (ou NPggg),
- de 20 à 165 m pour les GFG (ou NPgfg),
- de 140 à 155 m pour les GKS (ou NPggc),
- de 25 à 150 m pour les Sac1 (ou NPsac1),
- de 30 à 40 m pour les dolérites

Ces résultats sont différents de ceux de la littérature car les données des forages dont nous disposons se limitent à une profondeur de 310 m tandis que la littérature fait cas des épaisseurs dépassant largement les 310 m et peuvent aller jusqu'à 500 m pour les GGQ et les GKS (SOGREAH, 1994).

Enfin l'étape finale a été de faire une interpolation triangulaire qui réunit les points de même nature afin d'avoir une représentation 3D concrète de notre sous bassin versant. En comparant ces résultats à ceux de la modélisation faite sur GMS on remarque qu'il existe des superpositions d'aquifères à certains endroits du sous bassin. En plus de cela, l'hypothèse émise par SOGREAH Ingénierie(1994) qui stipule que les aquifères GFG-GGQ-SAC1 sont séparés de l'aquifère GKS par une couche imperméable qui pourrait être répandue sur l'ensemble du bassin n'est pas vérifié car il n'y a aucune couche qui traverse toute la longueur du sous bassin de façon continue.

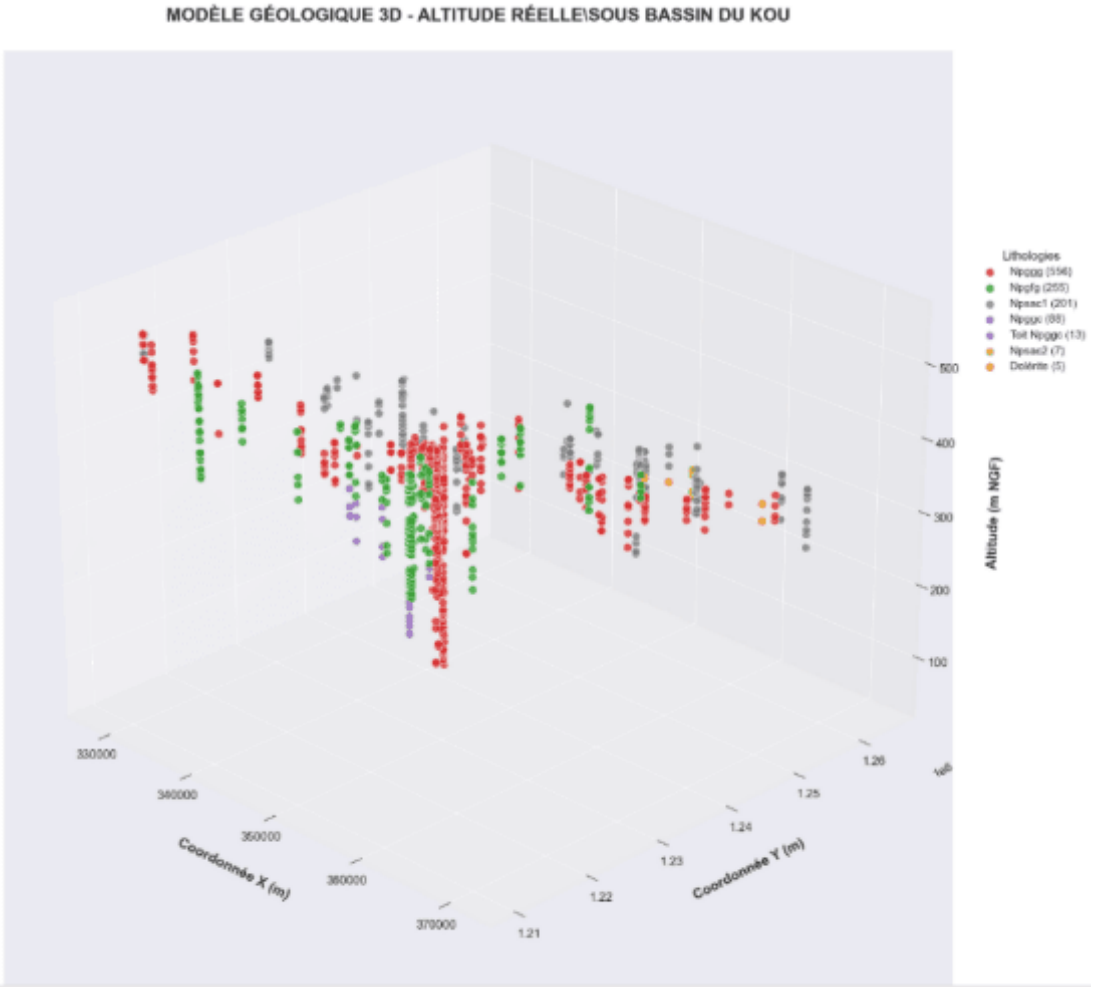


Figure 8 : Présentation du modèle de représentation des lithologies par des points

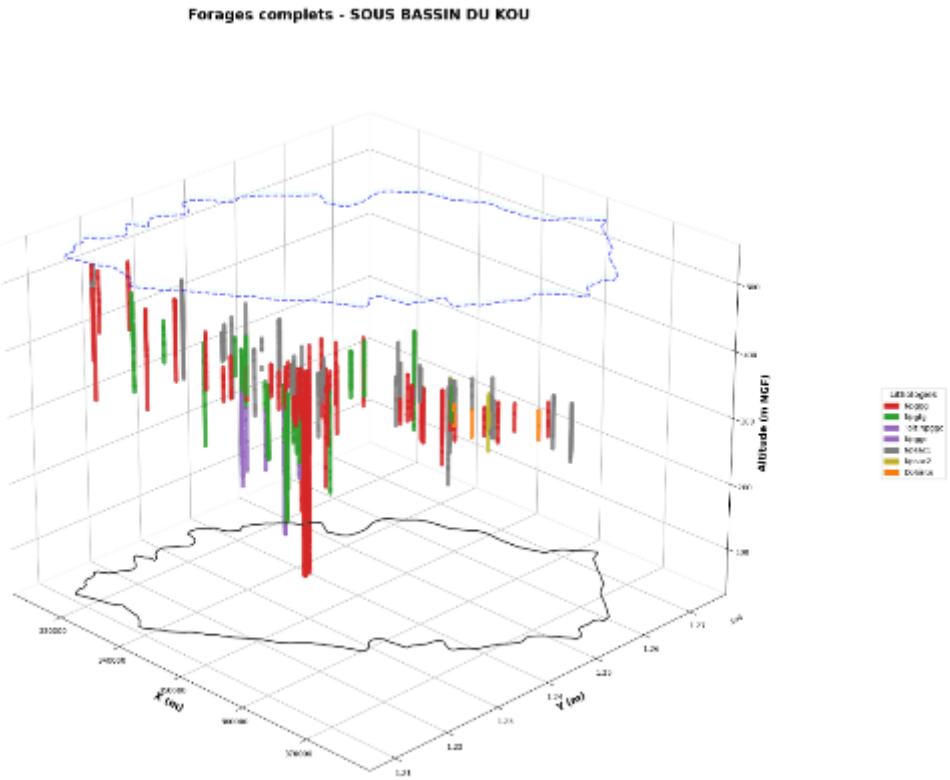


Figure 9 : Vue d'ensemble des lithologies représentées par des traits

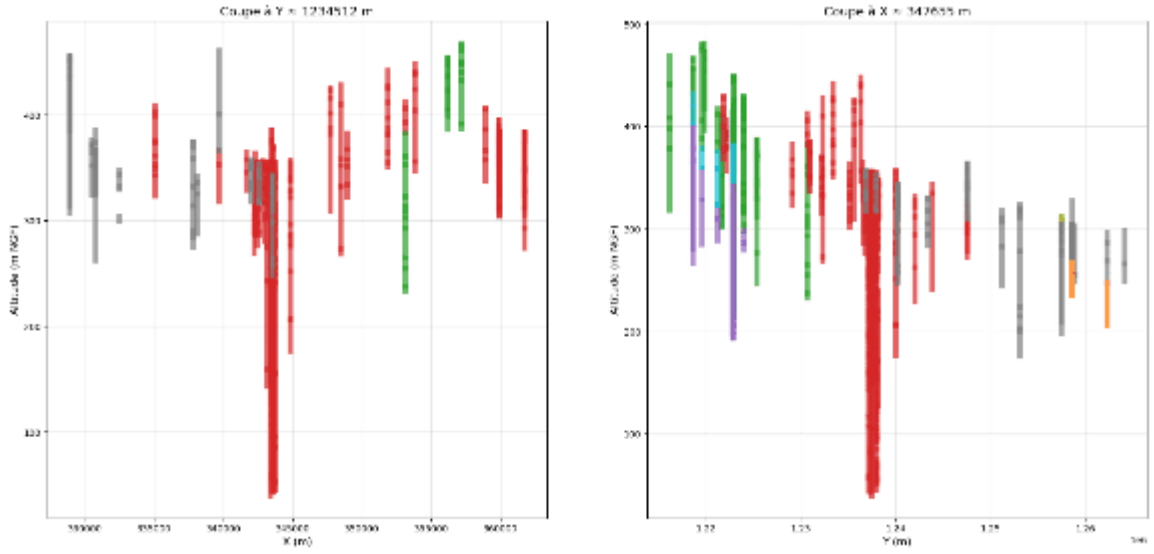


Figure 10 : Vue frontale et de face du modèle présentant les lithologies par des traits

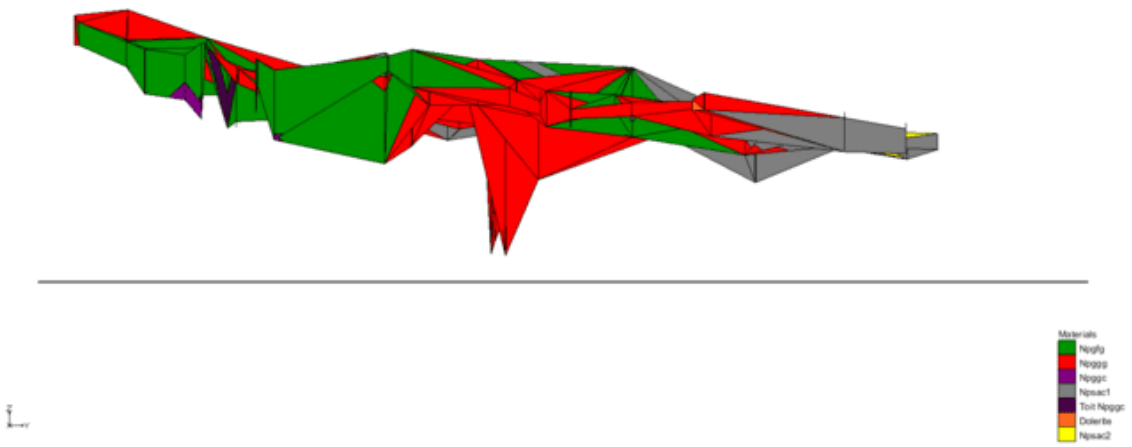


Figure 11: Vue de face sur GMS

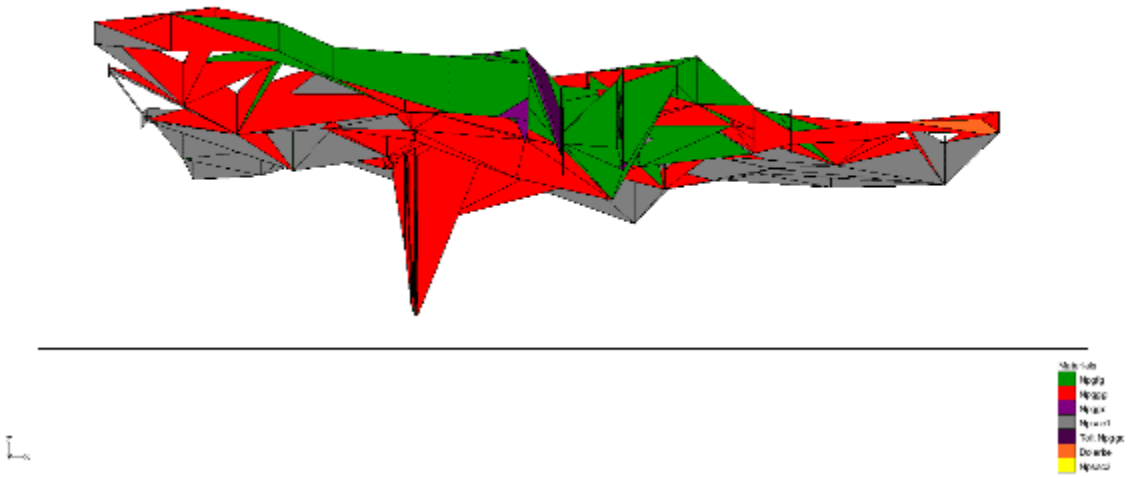


Figure 12: Vue frontale sur GMS

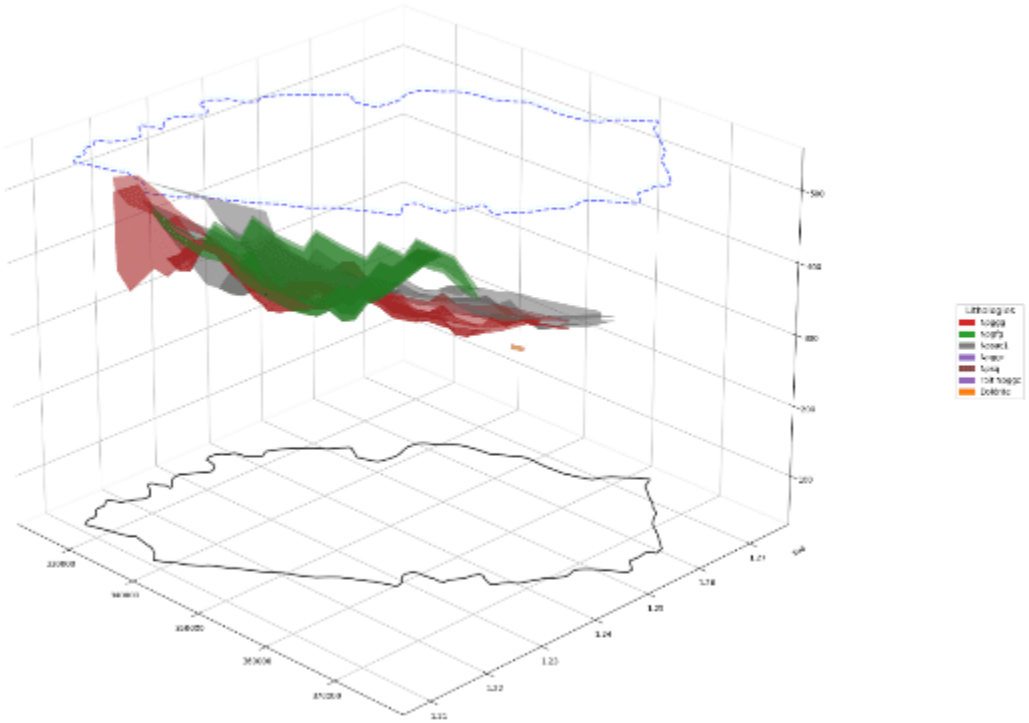


Figure 13 : Vue 3D simplifiée sur Python

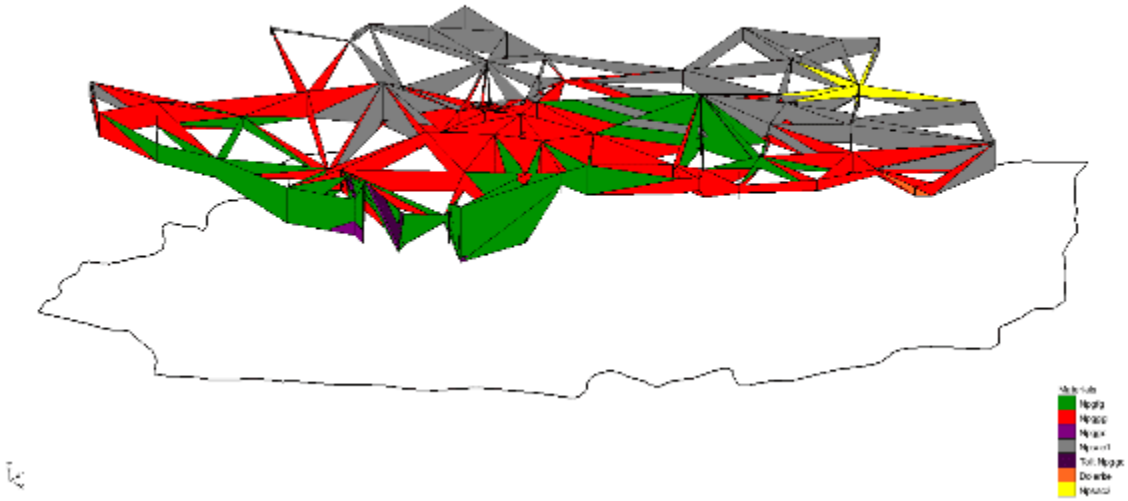


Figure 14: Vue en perspective sur GMS

III.2 Analyse des données piézométriques

III.2.1 Présentation de la base de données

Pour cette partie de l'étude, deux types de données ont été utilisés. Les débits des forages pour une caractérisation de la productivité et les données piézométriques qui en plus de donner une idée sur le niveau de la nappe, caractérise la dynamique des nappes en fonction des aquifères.

La bonne répartition spatiale des données dans le sous bassin est présentée à travers la figure 14. La figure 15 présente la répartition spatiale des forages du bassin en fonction des débits d'exploitation. On observe une majorité des débits inférieure à 100 m^3/h. Cependant on observe des débits de 350 m^3/h et plus.

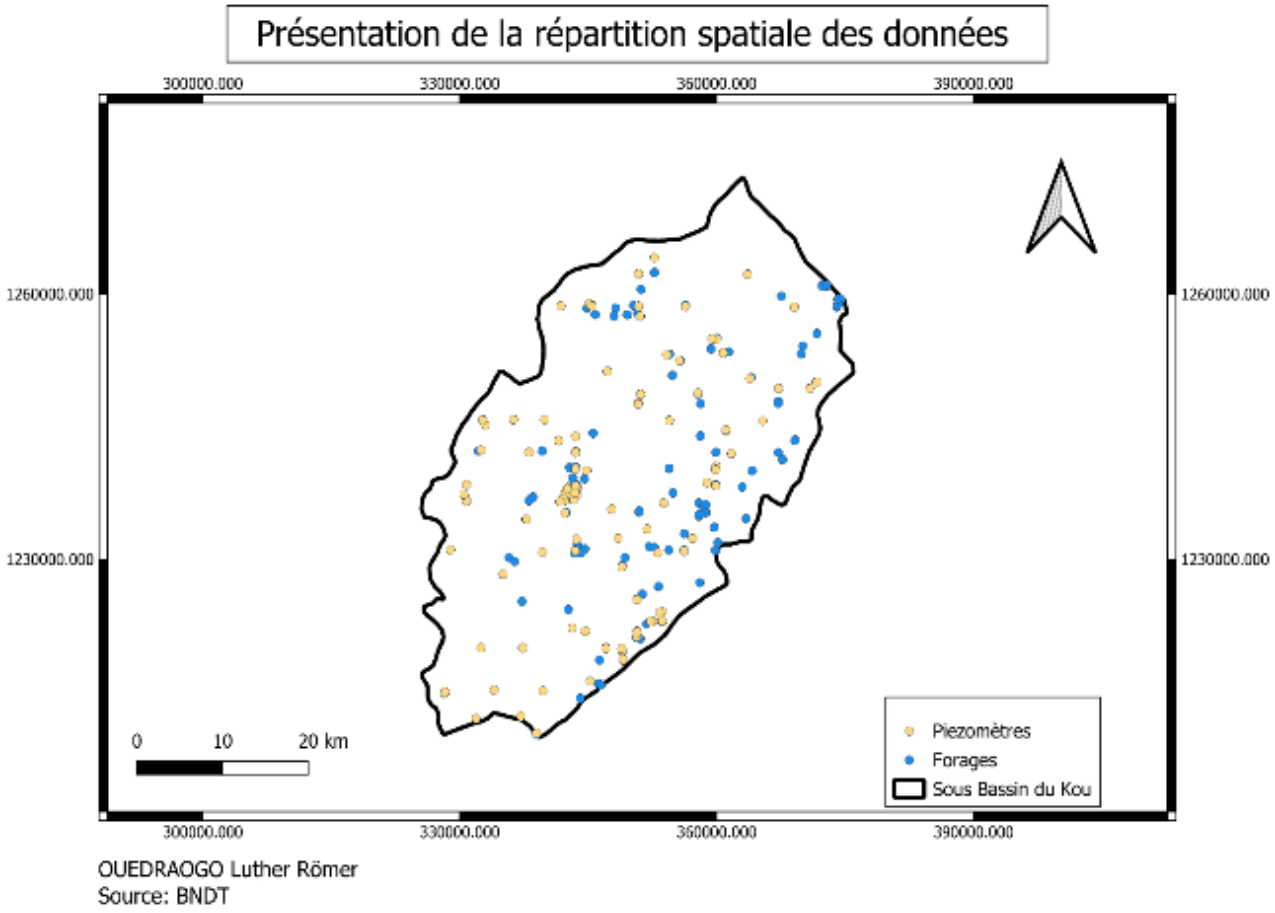


Figure 15: Présentation de la répartition spatiale des données dans le sous bassin du Kou

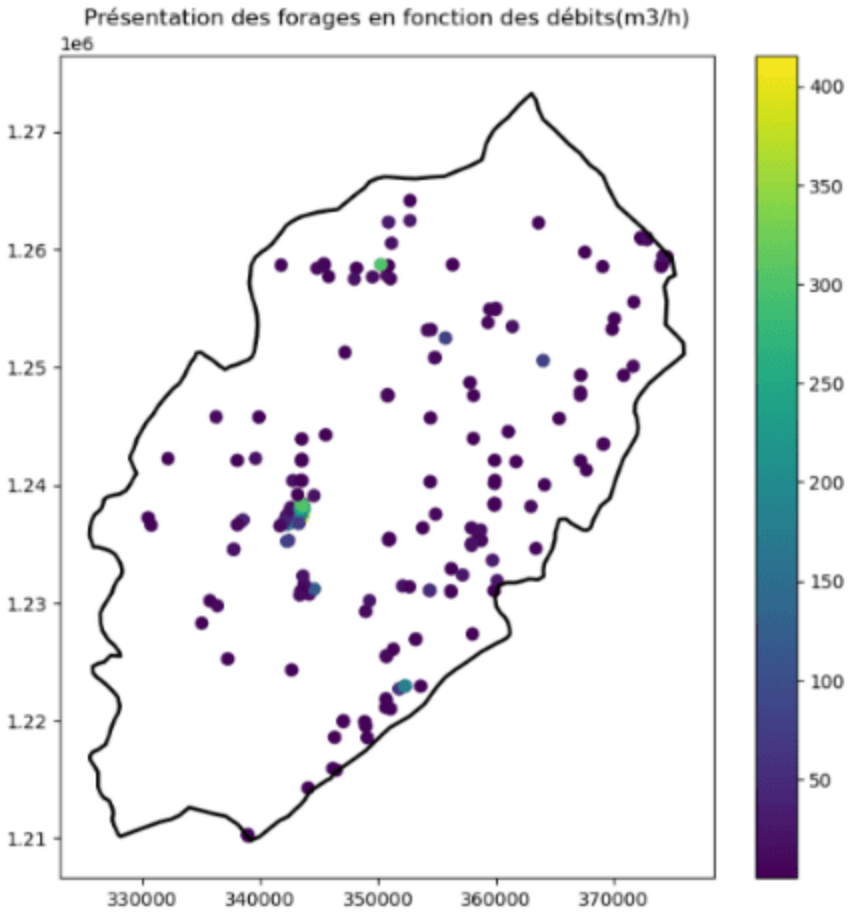


Figure 16 : Présentation des forages en fonction des différents débits de fin de foration

III.2.2 Résultats d'analyses des données des forages

III.2.2.1 Analyse des distributions

L'analyse des distributions permet d'analyser la fréquence de certains paramètres comme la profondeur de foration (figure 16), le débit de fin de foration (figure 17), le niveau statique (figure 18) et l'altitude des nappes (figure 20). On observe que les forages de la sont généralement en dessous de 100 m de profondeur, preuve que les profondeurs du sous-sol du sous bassin du Kou ne sont pas assez explorées. La distribution des débits de fin de foration montre que les débits sont généralement inférieurs à 100 m^3/h mais il existe des forages dont le débit dépasse 350 m^3/h, ce qui témoigne d'une zone assez productive. La distribution des niveaux statiques présente une majorité comprise entre 0 m et 20 m soit

une nappe peu profonde, cela peut aussi démontrer une recharge active(Wirmvem, Mimba et Kamtchueng, 2017). La distribution des altitudes de la nappe témoigne de l'impact significatif de la topographie du terrain sur la nappe qui est beaucoup présente entre les altitudes 275 et 445 m.

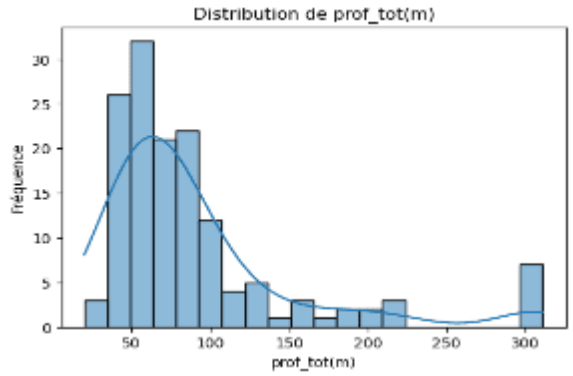


Figure 17 : Distribution des profondeurs

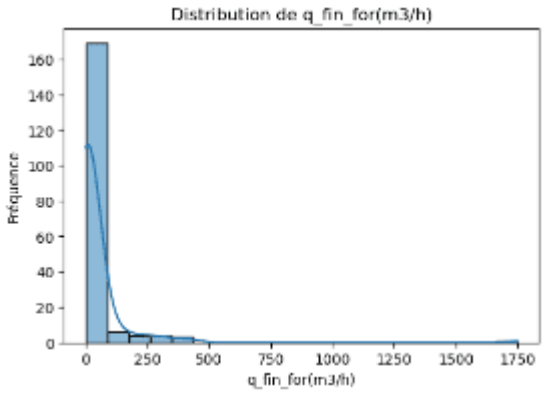


Figure 18 : Distribution des débits de fin de foration

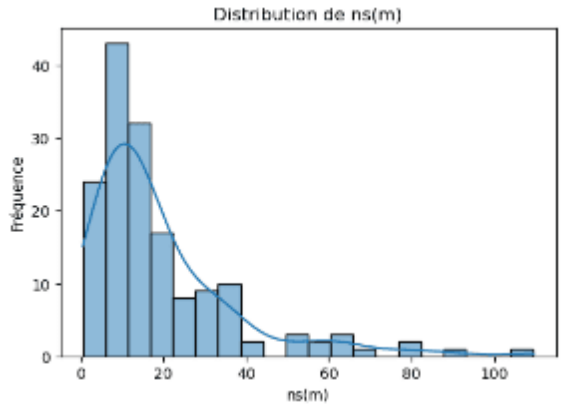


Figure 19 : Distribution des niveaux statiques

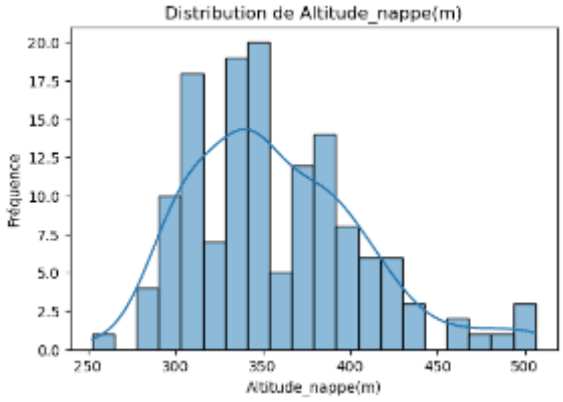


Figure 20 : Distribution des altitudes de la nappe

III.2.2.2 Caractérisation des débits en fonction des variables disponibles

La caractérisation des débits donne deux distributions aussi importantes l'une que l'autre car leur analyse fait ressortir d'une part que plus la profondeur de foration élevée plus le débit obtenu est important (figure 20) et d'autre part que les débits les plus élevés sont présents dans les zones ou les niveaux statiques sont faibles (figure 21).

Tableau 1 : Récapitulatif des analyses statistiques des débits

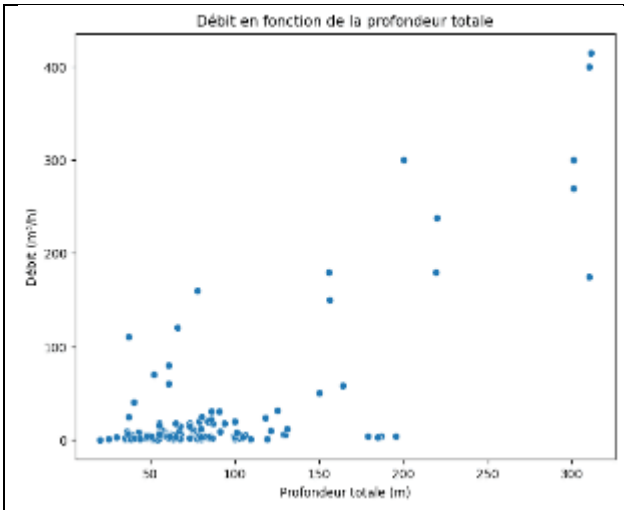


Figure 21: Débit en fonction de la profondeur totale

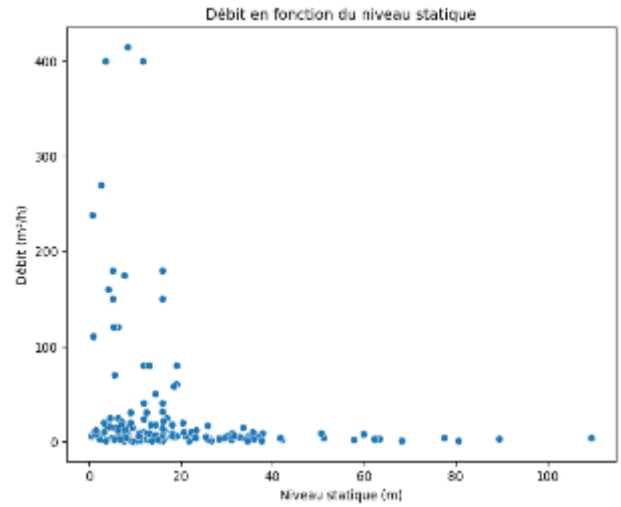


Figure 22: Débit en fonction du niveau statique

III.2.2.3 Potentiel de productivité

Dans cette partie du travail, une représentation spatiale du débit en fonction des différentes profondeurs. En effet, en plus de représenter le débit de chaque point mesuré, une interpolation a été faite permettant de déterminer en fonction du débit recherché, les coordonnées géographique et l'intervalle de profondeur idéale pour satisfaire les besoins en eau du projet. Il faut noter que l'interpolation se fait uniquement avec un minimum de 3 points différents, raison pour laquelle la représentation est limitée à 200 m de profondeur empêchant ainsi de visualiser les forages de l'ONEA qui ont les plus grands débits de la zone d'étude.

La figure 22 présente la tranche de profondeur 20 à 40 m. On observe que les forages (au nombre de 7) de cette tranche de profondeur sont concentrés dans la partie supérieur droite du bassin et que les débits vont de 0 à 6 m^3/h.

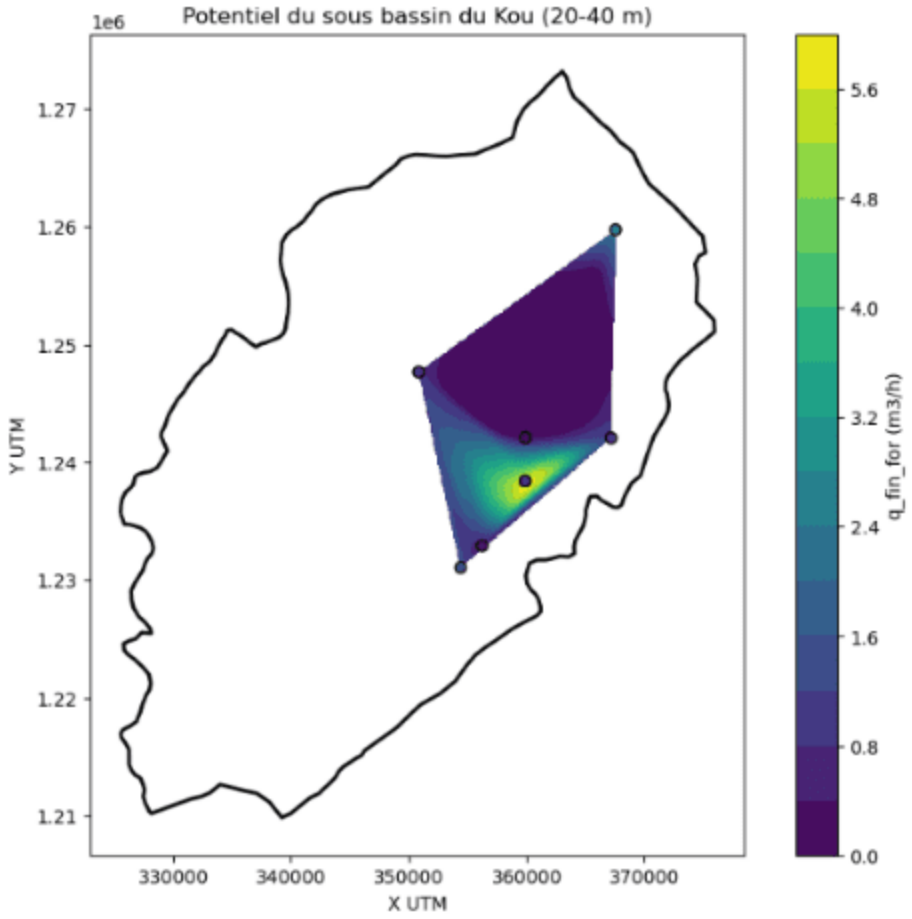


Figure 23: Potentiel 20-40m

En ce qui concerne la tranche de profondeur 40 à 60 m représentée par la figure 23, on remarque que les forages (au nombre de 18) de cet horizon de profondeur sont bien repartis dans la partie supérieure du sous bassin et que les débits vont de 0 à 42 m^3/h.

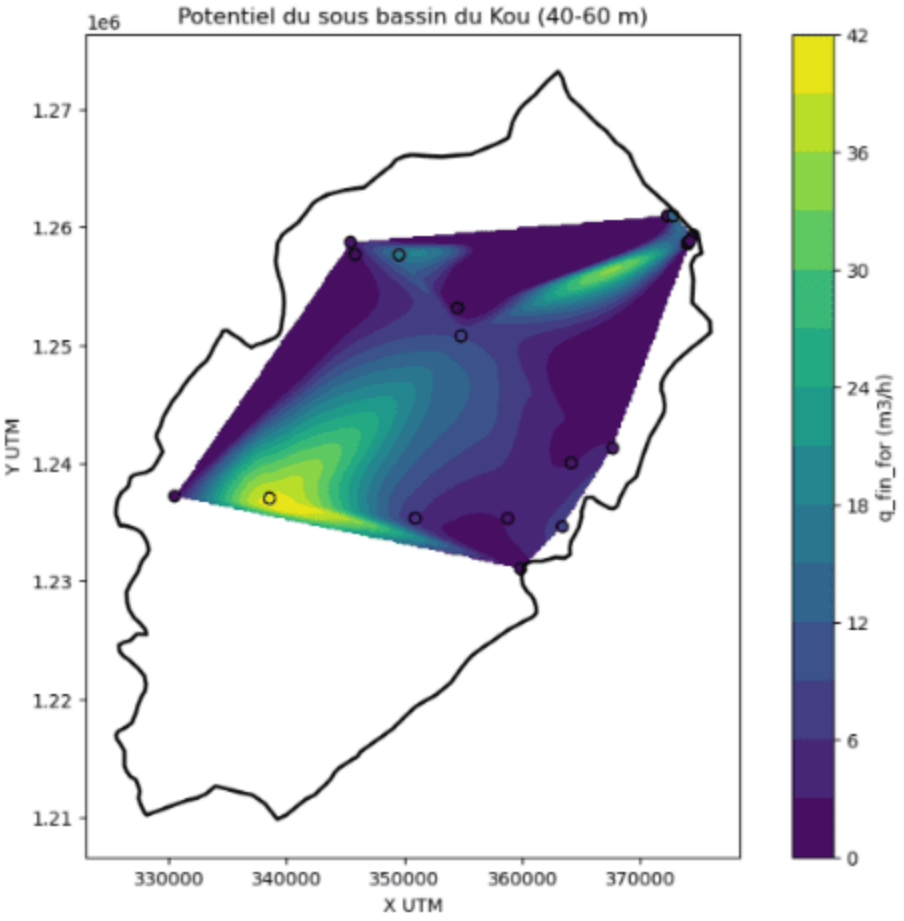


Figure 24: Potentiel 40-60m

La tranche de profondeur située entre 60 et 80 m donnée par la figure 24 présente une meilleure répartition spatiale des forages (au nombre de 22) qui couvre une bonne partie du sous bassin avec des débits allant de 0 à 75 m^3/h mais la probabilité d'obtenir des débits supérieurs à 40 m^3/h n'est pas très élevée.

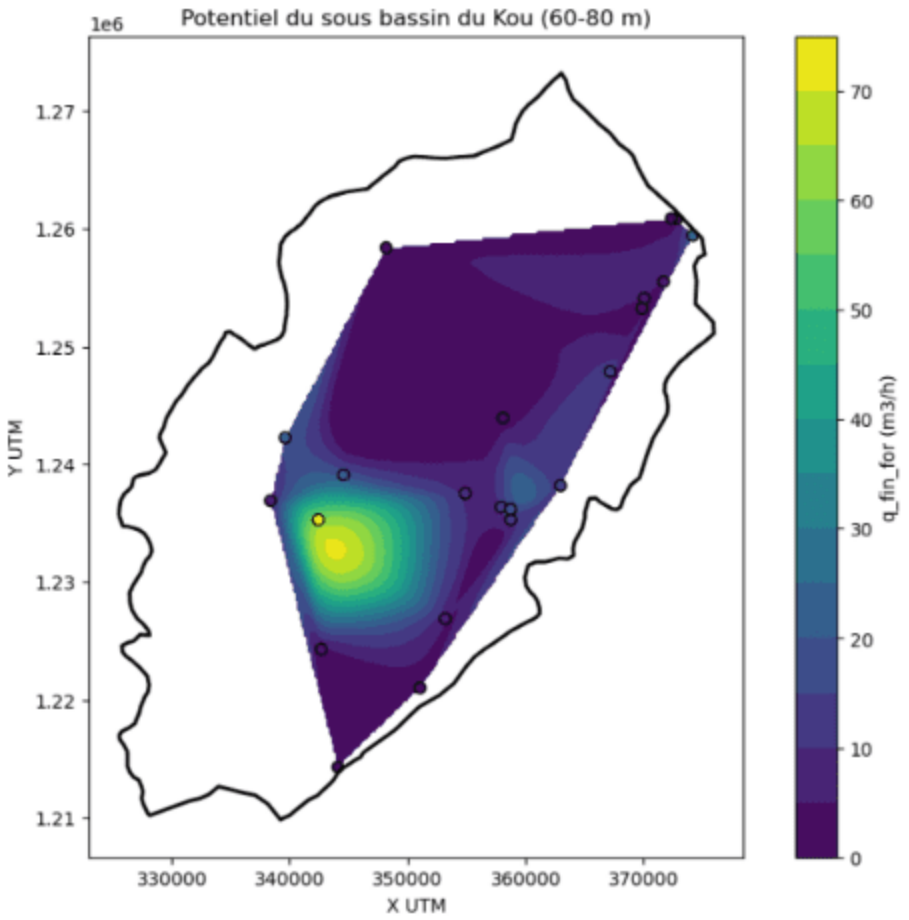


Figure 25: Potentiel 60-80m

L'horizon situé entre 80 et 100 m représenté par la figure 25 présente des forages (au nombre de 11) répartis à peu près au centre du sous bassin avec des débits allant de 0 à 40 m^3/h avec une bonne probabilité d'avoir des débits supérieurs à 10 m^3/h.

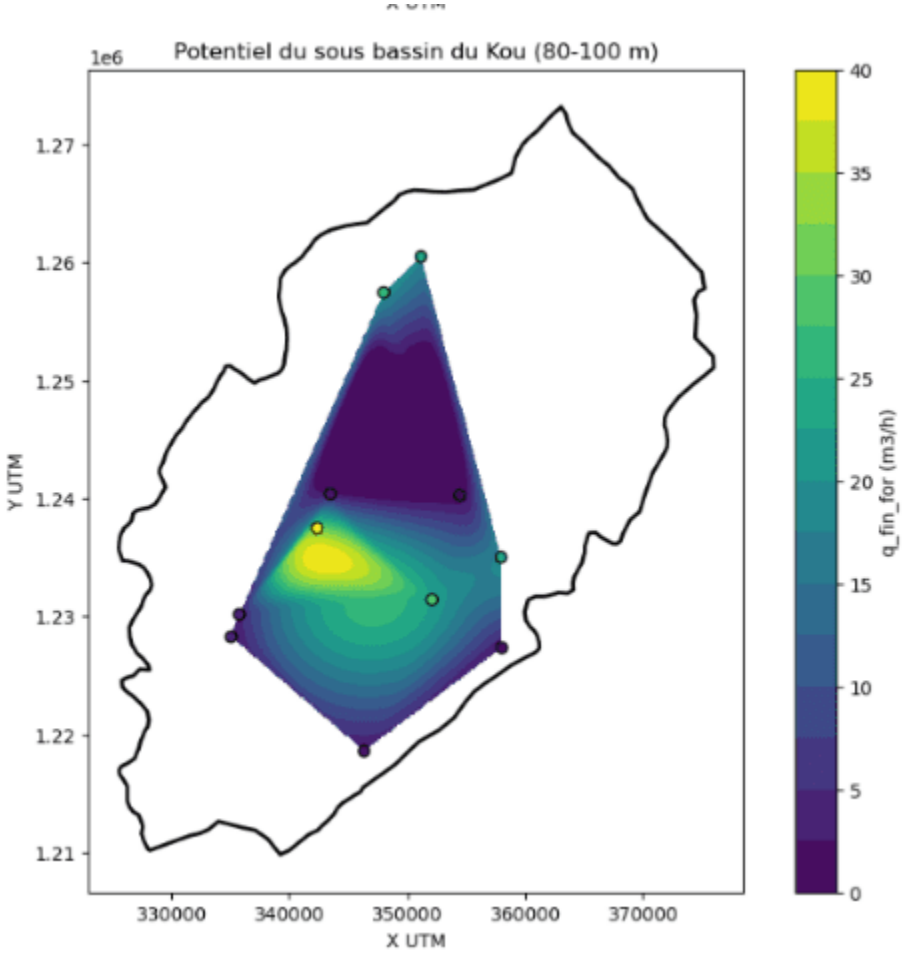


Figure 26: Potentiel 80-100m

L'horizon de profondeur situé entre 100 et 150 m à la figure 26, nous présente une bonne répartition spatiale des forages (au nombre de 10) et des débits situés entre 0 et 32 m^3/h avec une meilleure probabilité d'obtenir des débits supérieurs à 4 m^3/h.

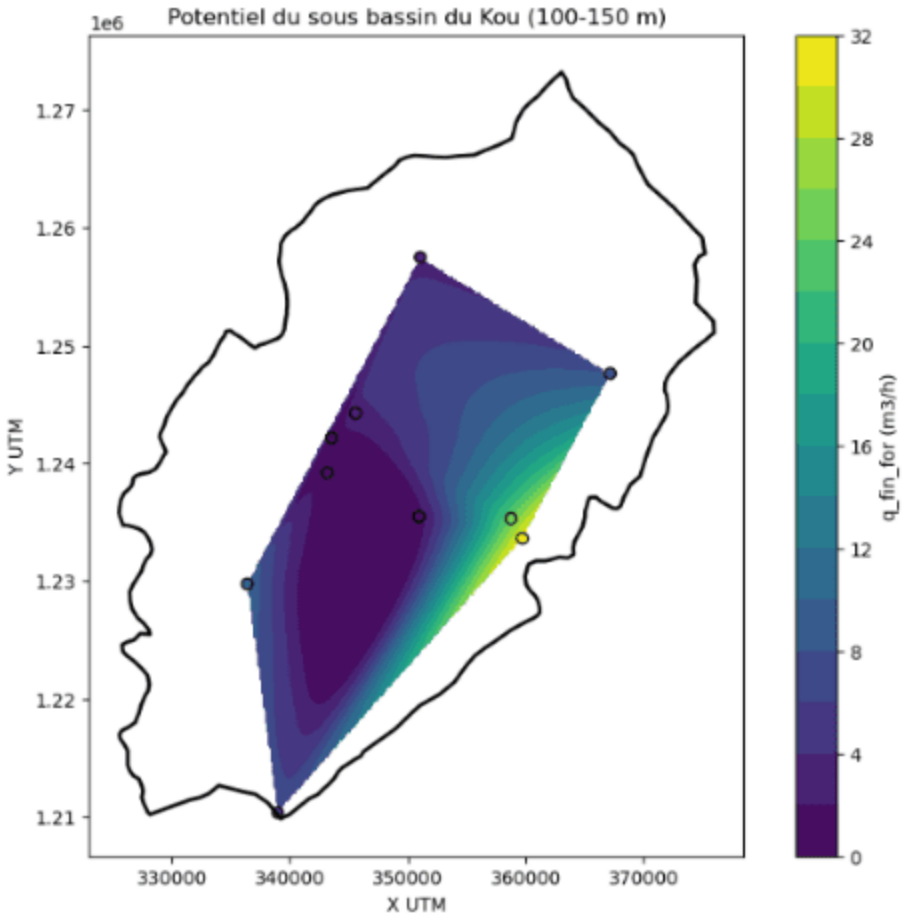


Figure 27: Potentiel 100-150m

Enfin, la dernière tranche de 150 à 200 m dont les forages (au nombre de 5) sont mieux répartis dans la partie inférieure droite du sous bassin. Elle présente des débits intéressants entre 0 et 145 m^3/h avec une forte probabilité d'avoir des débits supérieurs à 60 m^3/h (figure 27).

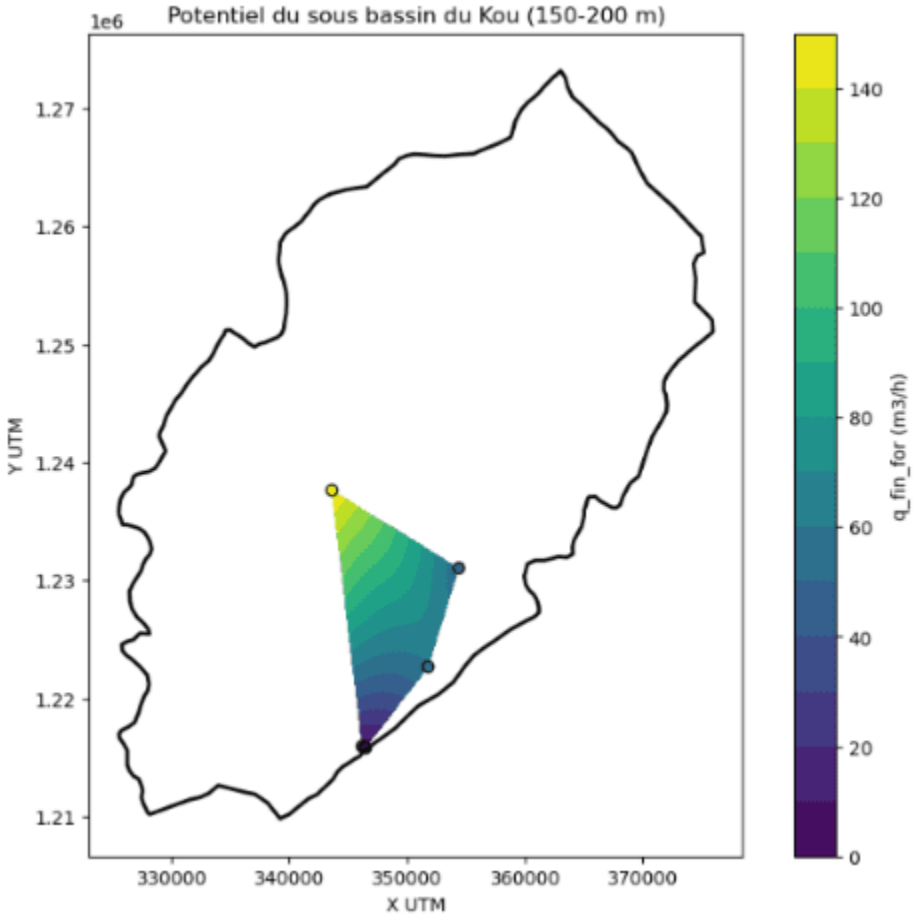


Figure 28:Potentiel 150-200m

III.2.3 Piezométrie

Le traitement des données piezzométriques a permis de réaliser une carte (figure 28) présentant le sens principal des écoulements souterrains dans le sous bassin.. Afin de s'assurer de la fiabilité des résultats, les altitudes réelles des niveaux statiques ont été utilisées car elles tiennent compte de la topographie du domaine d'étude (Dakoure, 2003). En admettant que la nappe est unique, on conclu que la direction majoritaire des écoulements souterrains dans le sous bassin du Kou suivent une inclinaison importante de 315.4° à partir du nord géométrique (NW). Ces résultats sont confirmés par les travaux de Sauret (2008) qui ont donné une direction allant du Sud vers le Nord et du SE vers le NW.

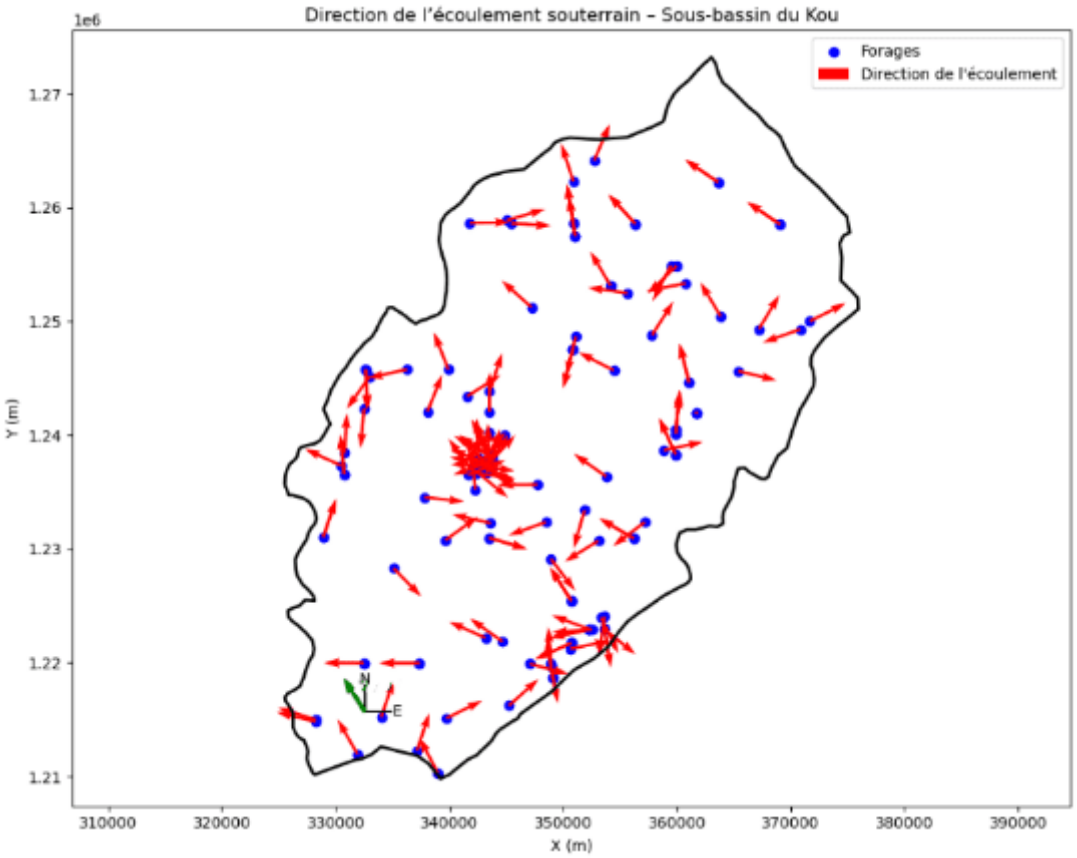


Figure 29: Sens d'écoulement des eaux souterraines

III.2.3.1 Interprétation des tendances piézométriques de 1993 à 2024

L'interprétation des tendances repose sur une analyse mathématique dont les différents paramètres permettent de déterminer l'évolution des niveaux piézométriques (en m/an) pour chaque piézomètre. Une régression linéaire a été appliquée aux séries chronologiques, permettant de quantifier la pente annuelle, l'intercept, le coefficient de détermination (R^2) et la significativité statistique (p-value) des tendances. En observant la moyenne générale, on remarque une tendance à la baisse pour l'ensemble de la zone d'étude. Cette carte (figure 29) étant trop chargée, une analyse détaillée en fonction des aquifères captés par chaque piézomètre a été faite.



Figure 30: Evolution piézométrique

III.2.3.2 Aquifère GGQ (NPggg)

Au nombre de 26, les piézomètres qui captent l'aquifère GGQ sont : F3, P5, P9, PZ1, PZ10, PZ14, PZ16, PZ17, PZ18, PZ15, PZ9, PZ7Bis, PZ7, PZ5, P22, P6, P10, P11, P12, P14, P19, P20, P16, P18, P26 et P24. Ils sont représentés à la figure 30.

L'analyse des tendances piézométriques montre une grande hétérogénéité. Certains piézomètres, tels que P10 (tendance = -0.036 m/an ; Tau = -0.315 ; $p < 0.001$) et P5 (tendance = -0.0144 m/an ; Tau = -0.28 ; $p < 0.001$), présentent une baisse significative, révélant une dépression locale de la nappe, probablement due à une exploitation soutenue ou à une recharge limitée. A l'inverse, F3 (tendance = 0.01543 m/an ; Tau = 0.338; $p< 0.001$) et P11 (tendance = 0.390 m/an; Tau =0.519 ; $p< 0.001$) montrent une augmentation ou une stabilité modérée, témoignant d'une réactivité positive aux pluies (Sophocleous, 2002; Scanlon *et al.*, 2005).

Pour les amplitudes saisonnières, on observe des valeurs faibles en P16 (0.0047m) et P18 (0.19), ce qui pourrait traduire un confinement partiel ou une recharge lente. Une valeur élevée en P14 (53.8m) traduit une forte sensibilité aux pluies saisonnière.

Cette variabilité traduit une hétérogénéité spatiale de la transmissivité et de la connectivité hydraulique (Winter *et al.*, 1998). L'aquifère GGQ présente en majorité une tendance globale à la baisse (P5, P9, PZ10, PZ14, PZ17, PZ18, PZ15, PZ9, PZ7bis, PZ5, PZ5, PZ22, P10, P12, P16, P18 et P24), avec des zones bien rechargées et des poches sous pression locale, nécessitant un suivi ciblé de l'exploitation. En effet, Kutangila (2025) soutient que cet aquifère présente une couche d'argile localisée, mais que la formation en générale est très perméable, ce qui fait d'elle un aquifère libre dans la partie amont du bassin.

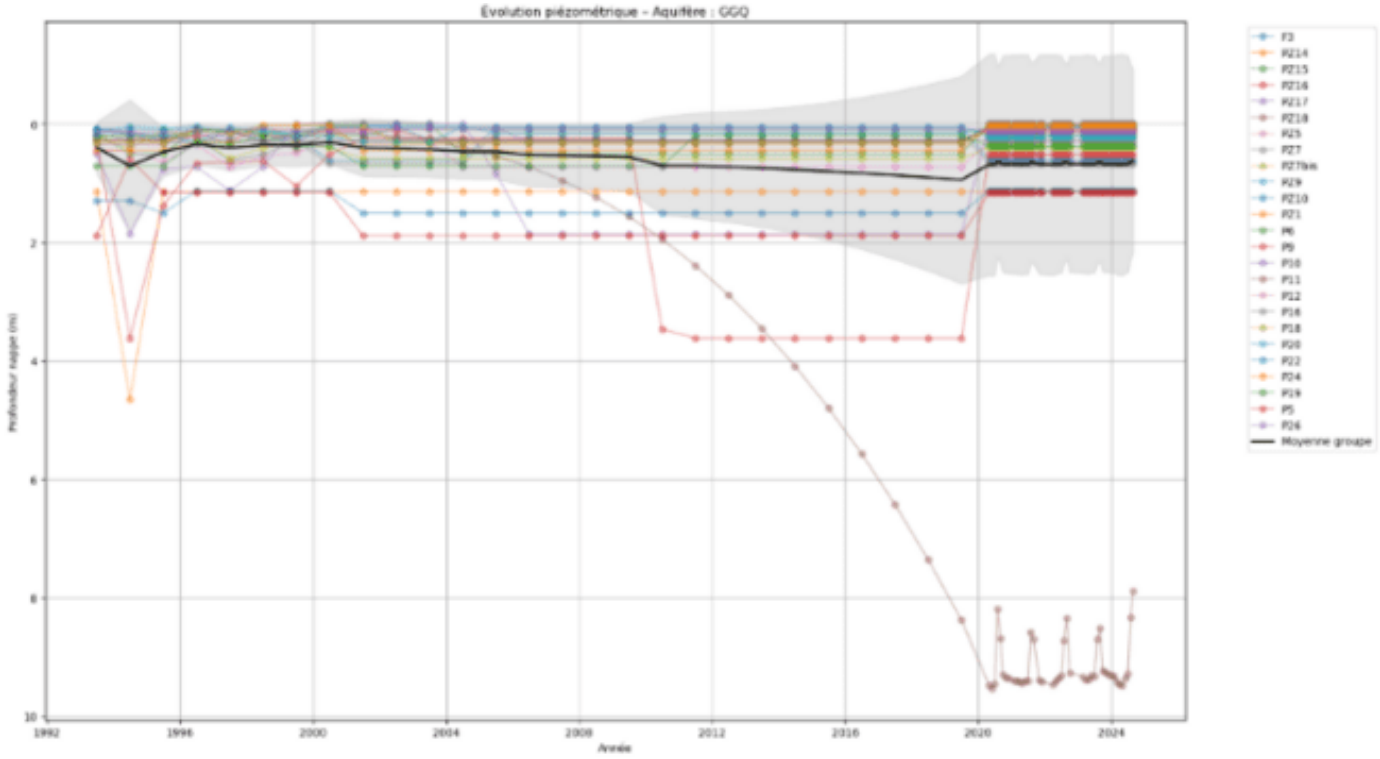


Figure 31: Évolution piézométrique dans les GGQ

III.2.3.3 Aquifère GKS (NPggc)

Au nombre de 5, les piézomètres F4, P41, P42, PZ13 et PZ26 (figure 31) permettront de caractériser l'aquifère GKS. La tendance générale est à l'augmentation (F4, P42, PZ13). F4 (tendance = +0.924 m/an ; Tau = 0.706 ; p ≈ 0) indique une forte remontée piézométrique. Quant au piézomètre PZ13 (tendance = 0.0333m/an, Tau =0.343, p < 0.001), les données affichent des pentes positives plus faibles, suggérant une recharge graduelle.

L'amplitude saisonnière est contrastée : F4 et P42 montrent des amplitudes importantes (18.25 et 14.45 m), tandis que PZ13 et P41 présentent de faibles amplitudes (0.788 et 0.034 m), cela reflète une réactivité hétérogène aux pluies et un confinement partiel de certaines zones. Cette hypothèse est confirmée par les travaux de Gombert (1998) qui affirment que des couches d'argiles existent, mais ne se retrouvent pas dans tous les forages de la zone . Globalement, le GKS semble moins stressé que le GGQ, ce qui pourrait s'expliquer par la

présence de zones bien rechargées, une sensibilité variable aux précipitations saisonnières (Scanlon *et al.*, 2005); mais aussi par un faible prélèvement localisé.

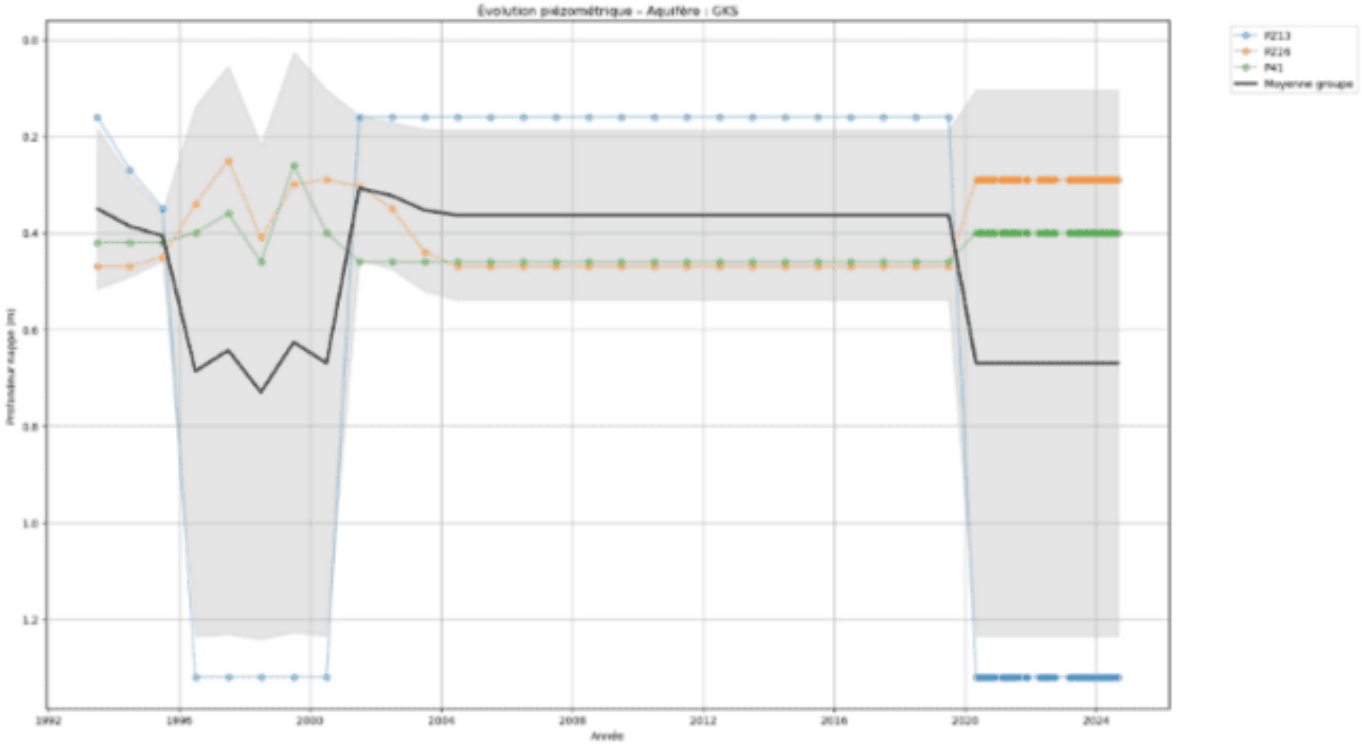


Figure 32: Évolution piézométrique dans les GKS

III.2.3.4 Aquifère GFG (NPgfg)

Au nombre de 14, les piézomètres du GFG sont : P2, P3, P4, P31, P34, P35, P36, P38, P39, P4, P40, PZ2, et PZ24 à la figure 32. Certains présentent une tendance à la hausse (PZ24, P3, P31, P38, et P35), avec P3 (tendance = +0.0625 m/an ; Tau = 0.403; $p < 0.001$) et P38 (tendance = +0.502 m/an ; Tau = 0.912 ; $p \approx 0$), cela pourrait indiquer l'existence d'une recharge effective. D'autres piézomètres tels que P39 et P4 présentent une légère baisse traduisant une variabilité locale dans l'exploitation ou un confinement partiel. Les amplitudes sont hétérogènes : on a les piézomètres P38 (15.9 m) et P31(11.92 m) indiquant une zone très réactive, les piézomètres P35 (8.12 m) et P3 (1.66 m) pour les zones modérément productives et les piézomètres P34 (0.024 m) et P36 (0.0053m) signalent quant à eux des zones confinées ou semi-confinées. Cette distribution suggère une forte connectivité hydraulique avec les nappes superficielles dans les zones réactives et un

confinement partiel ailleurs. Selon Kutangila (2025) cet aquifère a un toit formé d'argiles gréseuses semi imperméable et un mur en argile ocre imperméable, ce qui fait de lui un aquifère captif. Le GFG se distingue par sa recharge significative et sa capacité de stockage, offrant une résilience hydrologique importante (Winter *et al.*, 1998; Sophocleous, 2002).

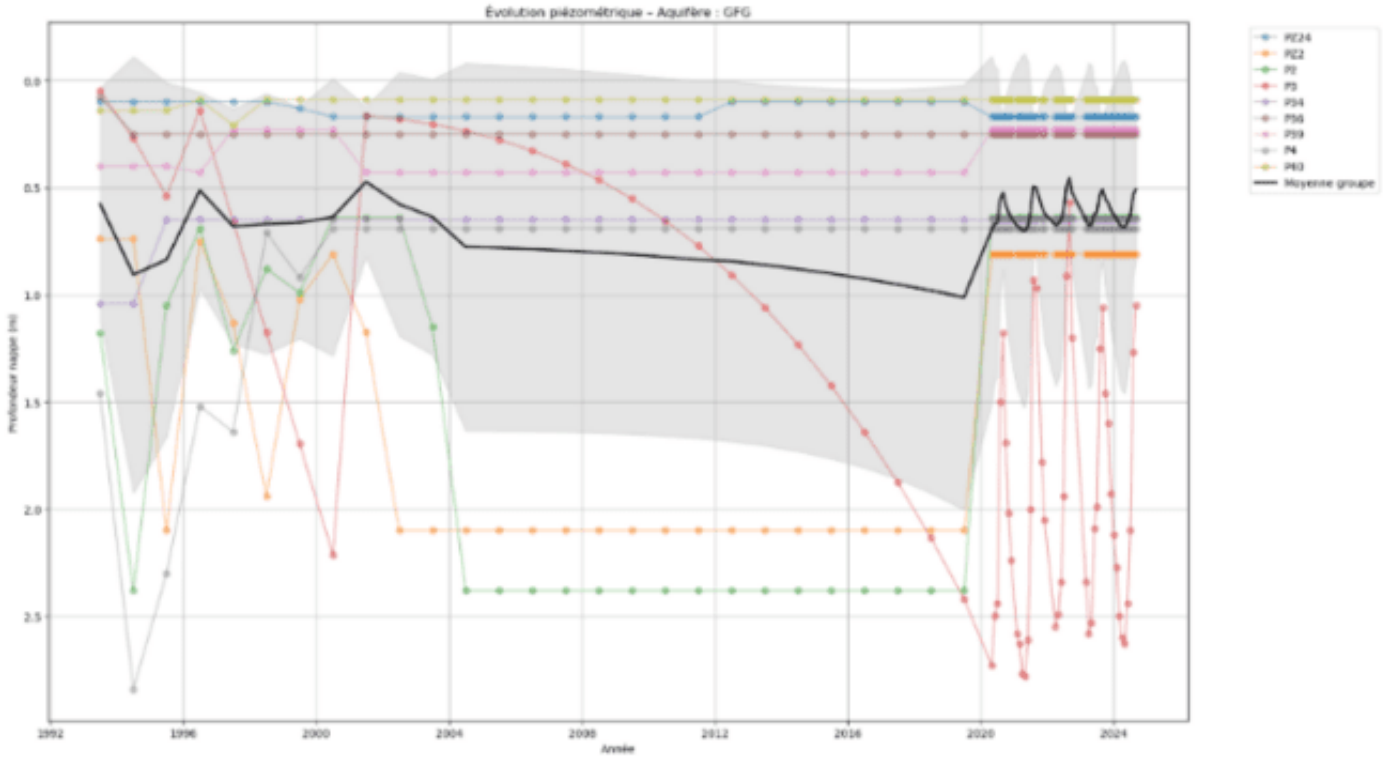


Figure 33: Évolution piézométrique dans les GFG

III.2.3.5 Aquifère SAC1

Au nombre de 17, les piézomètres associés au SAC1 sont : P13, P25, PZ11, PZ12, PZ19, PZ8, PZ20bis, PZ22, PZ23, PZ3, PZ26, PZ29, PzDial01, Pnaso1, Pnaso2, Pnaso3, et Pkoumi (figure 33).

SAC1 montre une tendance globale à la baisse (P13, PZ11, PZ12, PZ19, PZ8, PZ20bis, PZ22, PZ23, PZ3, PZ26, PZ29 et Pkoumi) fortement marquée dans certaines zones : PZ29 (tendance = -1.027 m/an ; Tau = -0.980 ; $p \approx 0$) et Pkoumi (tendance = -0.201 m/an ; Tau = -0.664 ; $p \approx 0$). Cela pourrait révéler l'existence des prélèvements élevés. D'autres

piézomètres, tels que Pnaso2 et Pnaso3, présentent une faible hausse (tendance = +0.0176 et +0.088 m/an), suggérant des poches localisées de recharge.

Les amplitudes saisonnières sont faibles pour PZ22 (0.047 m), P25 (0.061 m), et PZ20bis (0.093 m), tandis qu'elles sont plus élevées pour P13 (2.46m), PZ29 (2.10 m), Pnaso1 (1.214 m), Pnaso2 (1.236 m) et Pnaso3 (1.514 m). Cette hétérogénéité reflète à la fois la structure hydro stratigraphique, l'exploitation localisée et la variabilité des précipitations (Winter *et al.*, 1998; Scanlon *et al.*, 2005). On peut donc dire que l'aquifère SAC1 est sous une forte pression. Cette hypothèse est vérifiée par les travaux de Kutangila (2025) qui montrent que le toit est formé d'une épaisse couche de calcaire dolomitique imperméable avec des zones fortement exploitées nécessitant une gestion prudente pour préserver la durabilité de la ressource.

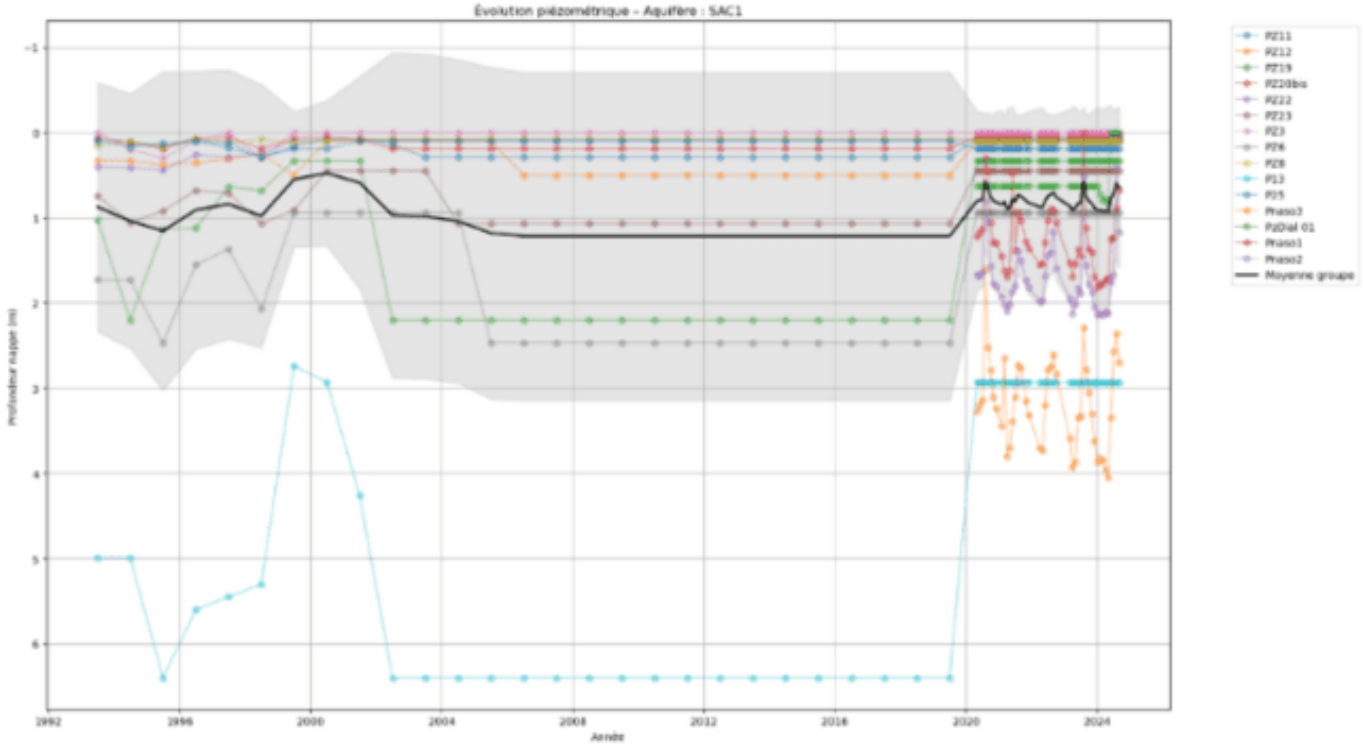


Figure 34: Évolution piézométrique dans les SAC1

III.3 Analyse des paramètres hydrodynamiques des forages de Nasso

Les données (tableau 7 annexe G) hydrodynamiques analysées dans cette étude proviennent de la base de données de l'ONEA, comprenant les profondeurs des forages,

les débits d'exploitation, les rabattements, les transmissivités et l'emmagasinement spécifique.

Les profondeurs des forages varient entre 220 m et 311 m, ce qui indique que les aquifères exploités se situent dans les altérites profondes et les formations sédimentaires consolidées. Cette observation est en accord avec les travaux de Tirogo, (2016), qui ont permis de déterminer les caractéristiques hydrogéologiques des formations dans le Kou.

Les débits d'exploitation enregistrés vont de 130 m³/j (F3) à 510 m³/j (SE4). Tous les forages présentent des débits supérieurs à 100 m³/j ; ce qui témoigne d'une productivité élevée des aquifères concernés. Ces résultats corroborent avec les résultats de Coulidiati (2025), qui présentent des débits similaires dans un contexte hydrogéologique similaire.

Les rabattements oscillent entre 50 et 95 m. Le constat est que pour des débits de pompage identiques, on a des rabattements différents. Lorsque pour le même débit de pompage, les rabattements sont élevés, cela pourrait indiquer des aquifères à faible perméabilité. Lorsque les rabattements sont faibles dans les mêmes conditions de pompage, cela traduit des zones plus transmissives. Les travaux de Kruseman et Rider (1994) ont permis d'établir des relations entre rabattement et perméabilité dans des contextes hydrogéologiques similaires.

En ce qui concerne la transmissivité (m^2/s), elle se situe entre $1.3*10^{-3}$ et $5.6*10^{-2}$ m^2/s. Cela indique des aquifères dont la productivité est soit modérée soit très importante. Cette classification provient des travaux de Todd (1980) qui a proposé des seuils qui permettent de caractériser la productivité (annexe I).

Pour ce qui est de l'emmagasinement spécifique (Ns en m), il varie entre 0.7 et 7.67 m. Selon les valeurs définies dans les travaux de Fetter (2018), les valeurs d'emmagasinement supérieures à 5 correspondent à des aquifères captif ou semi-captifs tandis que celles inférieures à 1 m sont caractéristiques de nappes libres ou faiblement captives.

III.4 La diagraphie

Les diagraphies géophysiques acquises dans le forage profond de Souroukoudougou constituent une base essentielle pour l'évaluation hydrogéologique du site. Elles permettent de contrôler la qualité de la cimentation, d'identifier les niveaux aquifères productifs, d'analyser les conditions de renouvellement des eaux souterraines et de caractériser l'organisation structurale des fractures. L'interprétation de ces mesures s'appuie sur les

principes établis dans la littérature géophysique et hydrogéologique (Freeze et Cherry, 1979; Serra, 1984; Schlumberger, 1998).

III.4.1 Flowmeter, Température et Conductivité

L'interprétation du flowmeter (figure 34) révèle que les premières circulations significatives apparaissent aux environs de 40 m de profondeur. Les mesures montrent des flux (mSec) particulièrement élevés (65535 mSec) entre 40 et 120 m, entre 230 et 430 m. Selon Keys (1990) et Paillet (1998), une augmentation nette du flux enregistré par micro moulinet indique l'intersection d'horizons perméables ou de zones de fractures interconnectées.

Le profil de température (figure 35) met en évidence un gradient géothermique normal (entre 32 et 38.5 ° C), conformément aux observations classiques sur les systèmes souterrains (Domenico et Schwartz, 1997). Des anomalies thermiques de plus en plus croissantes apparaissent aux mêmes profondeurs que les zones de flux élevé, traduisant des circulations actives d'eau souterraine. La littérature montre que la température constitue un excellent traceur des dynamiques de recharge et d'écoulement (Anderson, 2005).

Le profil de conductivité électrique (figure 36) révèle des valeurs faibles à modérées (entre 1860 et 2050 uS/cm) dans les zones aquifères principales. Cela traduit une faible minéralisation typique des eaux renouvelées dans les réseaux de fractures (Freeze et Cherry, 1979; Fetter, 2001). En revanche, la conductivité augmente nettement (2050 à 2100 uS/cm) au-delà de 950 m, ce qui est caractéristique d'eaux plus anciennes ou confinées, moins affectées par le renouvellement naturel (Freeze et Cherry, 1979).

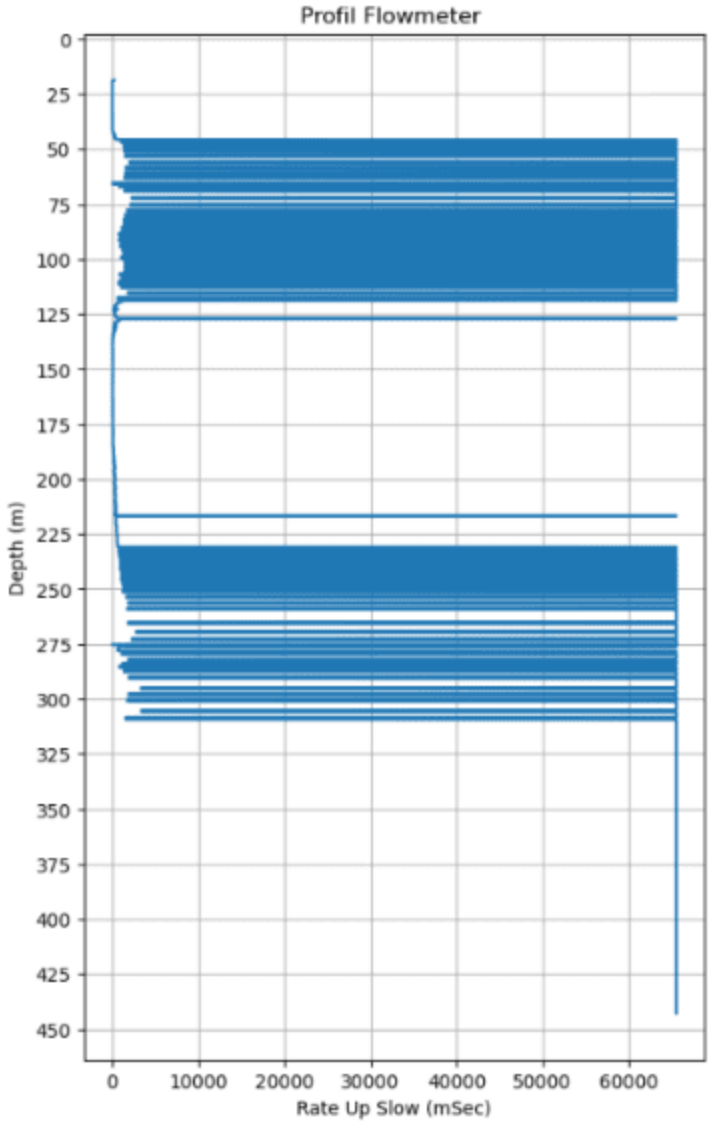


Figure 35: Flowmeter

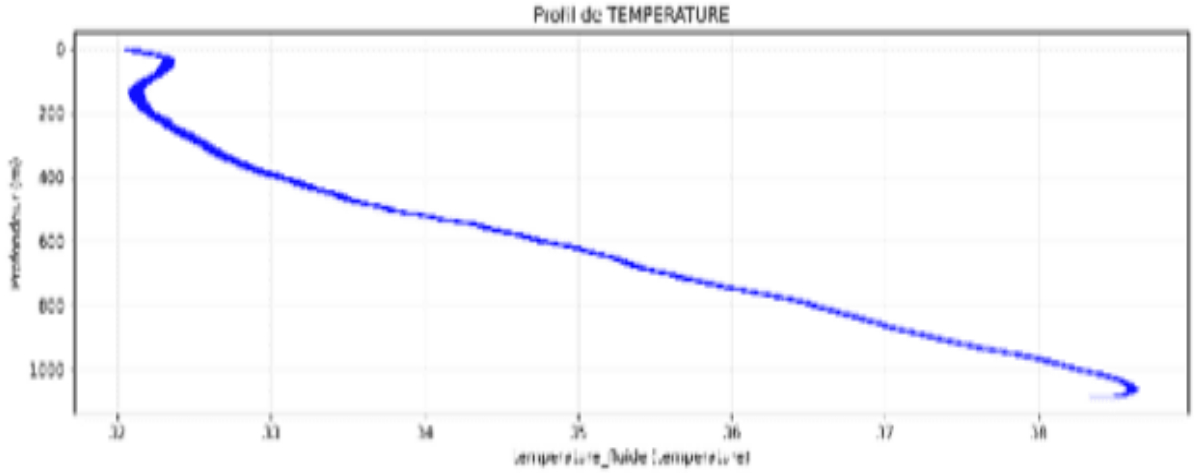


Figure 36: Profil de température

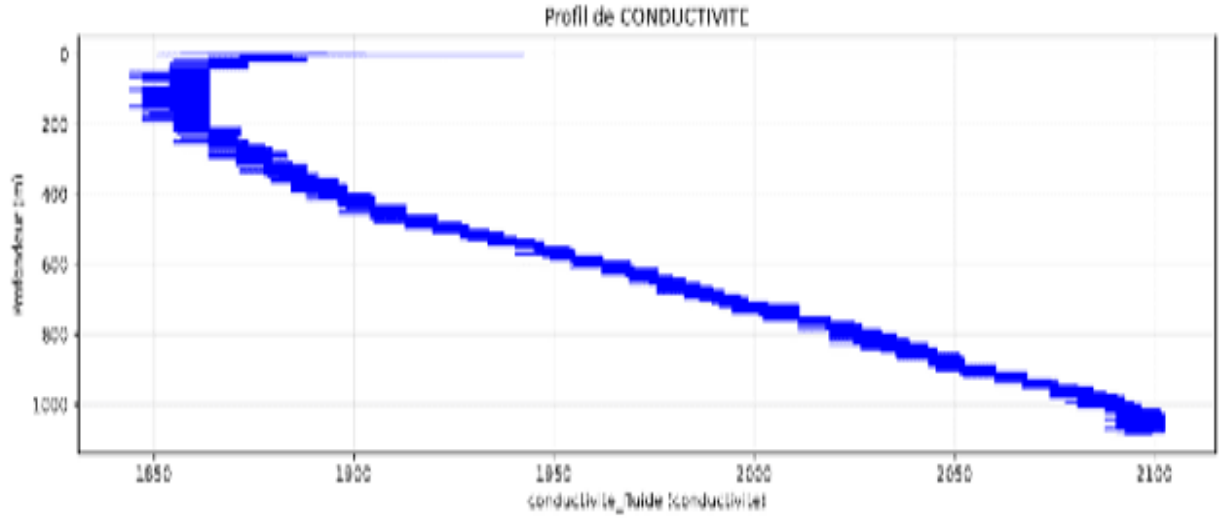


Figure 37 : Profil de conductivité

III.4.2 Imagerie acoustique et orientation structurale (BHTV)

L'imagerie acoustique Borehole Televiewer (azimut de la figure 37) met en évidence plusieurs niveaux horizons fracturés, notamment entre 280 et 320 m, entre 400 et 430 m ainsi que les horizons 780–840 m et 880–930 m avec des pics généralement au tour des azimuts 350 °. Les zones sombres observées sur les clichés acoustiques témoignent de faibles amplitudes, caractéristiques des fractures ouvertes ou partiellement colmatées

(Hearst, Nelson et Paillet, 2000). Ces horizons correspondent également à des niveaux productifs identifiés par le flowmeter, confirmant leur importance hydraulique.

Au-delà de 950 m, les anomalies acoustiques (ouverture de la figure 37) apparaissent plus diffuses. Ce qui pourrait traduire des fractures colmatées ou des niveaux plus argileux. La littérature indique que les variations de rugosité acoustique permettent d'identifier l'état de colmatage des fractures et leur contribution potentielle à la transmissivité (Hearst, Nelson et Paillet, 2000).

L'analyse structurale (inclinaison de la figure 37) montre que les fractures traversées par le puit s'organisent en deux principaux groupes orientés NNE-SSW et ENE-WSW avec une direction secondaire NW-SE. Ce dispositif est cohérent avec les grands systèmes tectoniques reconnus dans les formations précambriennes d'Afrique de l'ouest (Zoback, 1995).

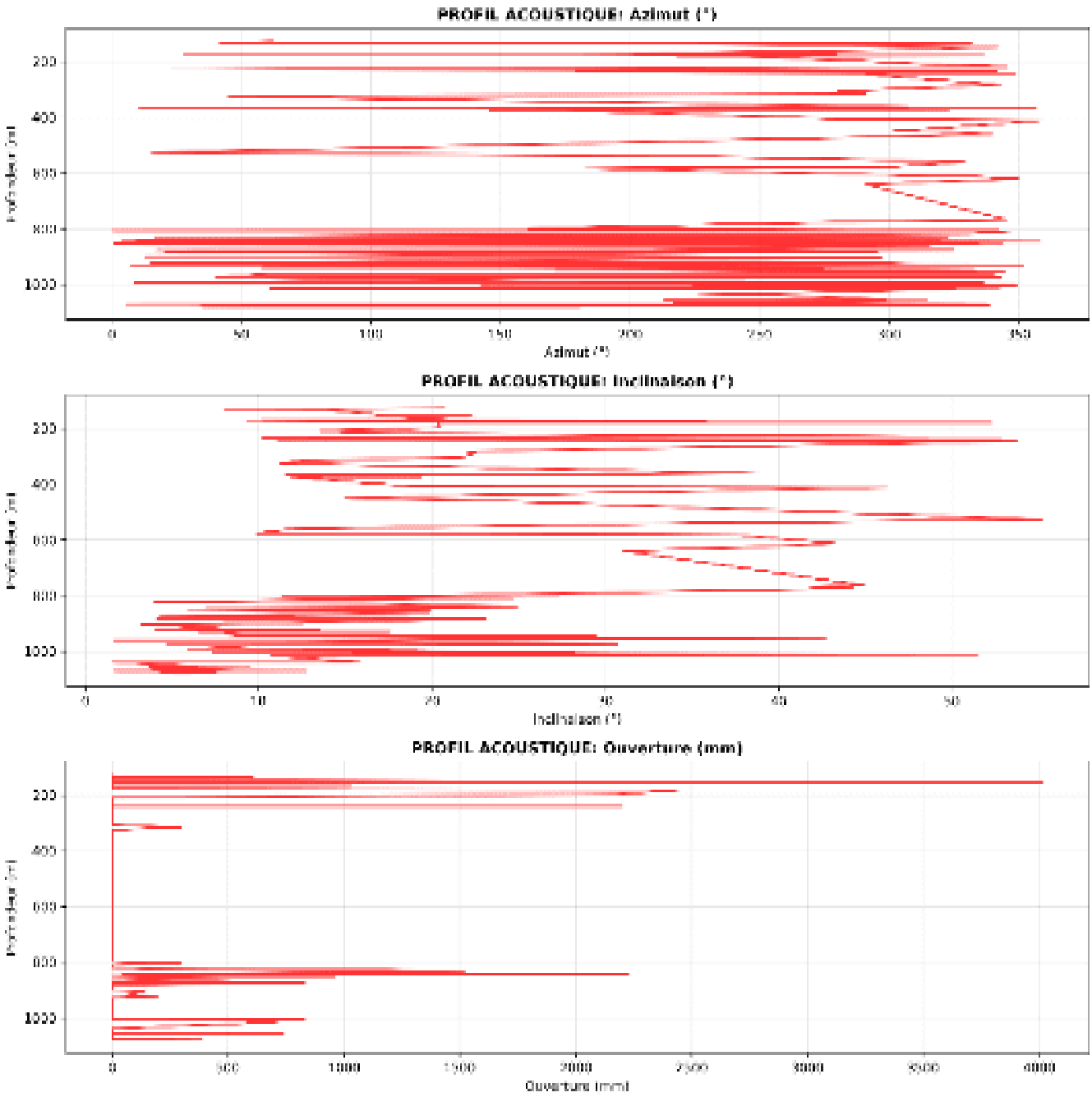


Figure 38 : Présentations des profils acoustique

III.4.3 La sonique

L'analyse de la composante sonique (figure 38), exprimée en délai de propagation de l'onde de compression en fonction de la profondeur, permet de caractériser la compacité et les propriétés mécaniques du massif rocheux traversés. La courbe obtenue met en évidence

des variations significatives du temps de propagation, traduisant des contrastes lithologiques et structuraux au sein de la formation.

Dans les premiers 400 mètres, les délais de propagation se situent globalement entre 300 et 600 µs/m, ce qui correspond à un milieu relativement compact, mais présentant localement des hétérogénéités probablement liées à la présence de fissures ou de zones altérées.

Entre 400 et 700 m de profondeur, on note une augmentation notable des valeurs atteignant plus de 800 µs/m. Cette tendance traduit une diminution de la vitesse de propagation des ondes associée à une faible compacité de la roche et à une possible augmentation de la porosité (Telford, Geldart et Sheriff, 1990).

L'horizon de profondeur entre 700 et 900 m présente des fluctuations marquées par des alternances de faibles et forts délais de propagation. Ces variations rapides suggèrent un niveau fortement hétérogène, caractérisé par la succession de niveaux compacts et de niveaux plus fracturés ou altérés (Rider et Kennedy, 2011).

Enfin, au-delà de 900 mètres, les délais de propagation restent majoritairement compris entre 400 et 600 µs/m, indiquant un retour vers des conditions plus homogènes et relativement compactes, bien que quelques pics élevés traduisent la persistance ponctuelle de discontinuités ou de zones plus altérées (Rider et Kennedy, 2011).

L'interprétation générale de ce profil met ainsi en évidence un massif rocheux dont la compacité varie en fonction de la profondeur. Les faibles délais de propagation sont le reflet de zones denses et peu fracturées, tandis que les valeurs plus élevées traduisent des niveaux plus ouverts, fissurés ou altérés (Rider et Kennedy, 2011). Cette information est essentielle pour la compréhension des propriétés mécaniques et hydrogéologiques du massif. Elle permet de localiser les horizons probablement perméables (Telford, Geldart et Sheriff, 1990).

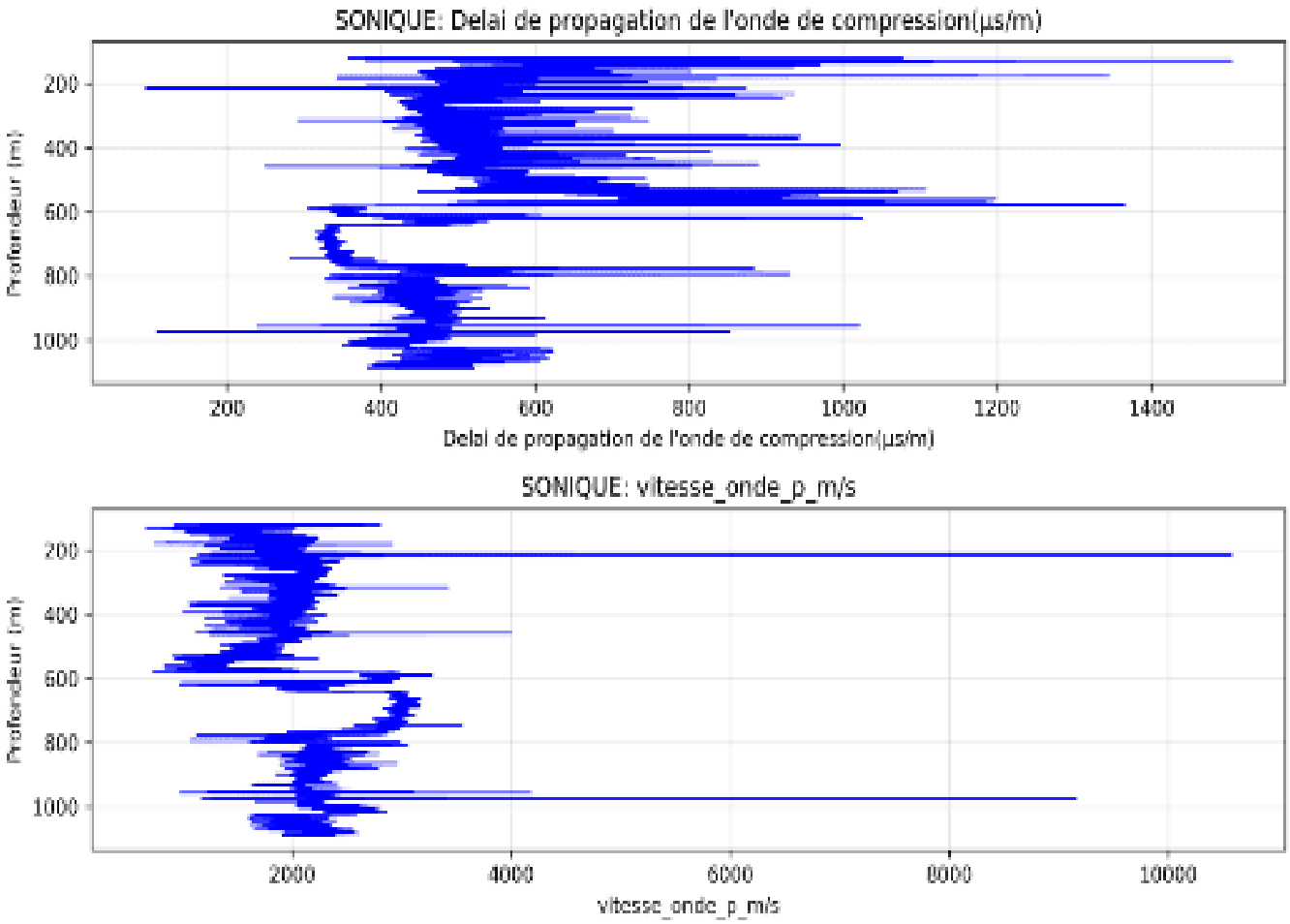


Figure 39 : Présentation de la composante sonique

III.4.4 Synthèse

L'intégration des différentes diagraphies permet de dégager deux horizons aquifères majeurs situés entre 40 et 120 m, 280 et 320 m, 400 et 430 m, 780 et 840 m et 880 et 930 m. Ces zones se distinguent par une fracturation ouverte, une circulation active et une minéralisation faible à modérée. Les niveaux situés au-delà de 950 m présentent une conductivité électrique plus élevée, ce qui les rend moins favorables à l'exploitation en raison de la forte minéralisation. La cimentation est de bonne qualité sur la section tubée et le forage conserve une verticalité satisfaisante. L'imagerie acoustique confirme la présence de fractures bien connectées et contrôlées par le régime tectonique régional, renforçant l'intérêt hydrogéologique de ces horizons.

III.5 L'électromagnétisme

Les études ont été faites sur le domaine de Nasso constituant une zone très prisée par l'ONEA qui a implanté plusieurs forages pour capter de importants débits afin de faciliter l'approvisionnement de la ville de Bobo et environnant. La carte ci-dessous provient du rapport des études hydrogéologiques, géologiques et géophysiques dans la zone de Nasso publié en janvier 2023 par le groupement 2EC/BEDIS.

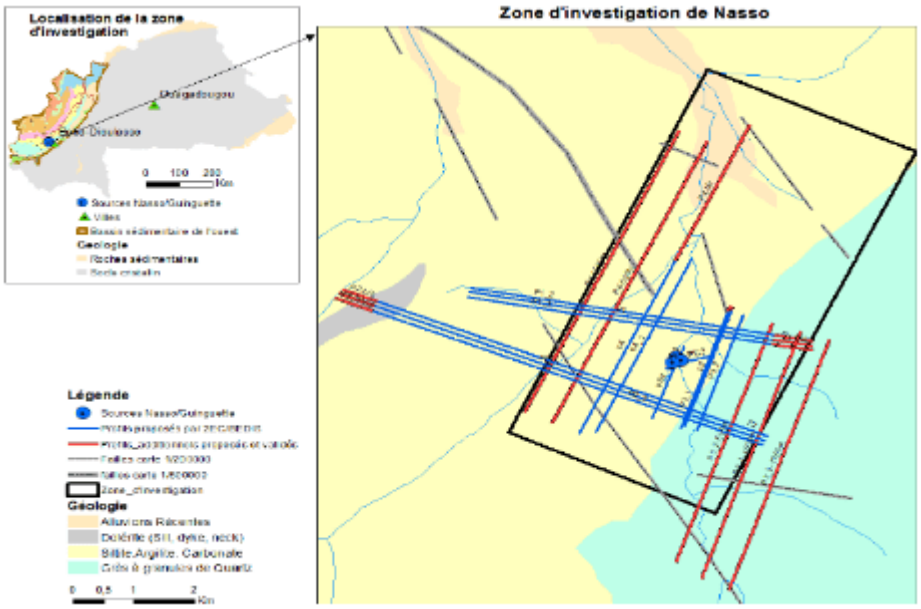


Figure 40: La disposition des profils dans la zone de Nasso (Groupement 2EC/BEDIS, 2023)

III.5.1 Profondeur d'investigation et représentation 1D

Le guide d'utilisation de l'appareil n'ayant pas fourni de profondeurs d'investigation standard, la profondeur maximale d'investigation du dispositif a été calculée et estimée à 650 m environs (tableau 8 en annexe H). La répartition logarithmique des fréquences permet une analyse en profondeur progressive du sous-sol, chaque fréquence correspondant à une fenêtre d'investigation spécifique. La présentation 1D (annexe J-FF) ici présente les réponses Ip et Op de chaque profil et de chaque fréquence. Ces résultats détaillés en annexe sont beaucoup plus difficile à interpréter individuellement en raison du nombre élevé des profils. Cette étape est très importante pour la réalisation de l'interpolation 2D qui permet une analyse globale de tous les profils réalisés sur le terrain.

III.5.2 L'interpolation 2D

L'interpolation 2D permet une représentation en plan de la réponse géophysique par fréquence. Tous les profils ont été superposés et interpolés afin d'obtenir des images par fréquence. L'observation du comportement des variables Ip et Op permet de faire une analyse concrète du comportement du sous sol dans le but de déterminer la structure aquifère de la zone d'étude.

III.5.2.1 Horizon superficiel (23 – 49.9 m, fréquences 56.3–14 kHz)

Les cartes issues des fréquences 56.32 kHz, 28.16 kHz et 14.08 kHz (respectivement les figures 40, 41 et 42) montrent des valeurs fortes à modérées de Op et faibles de Ip, traduisant une faible conductivité électrique. Cette réponse est caractéristique de milieux secs ou non saturés, constitués de sables, de graviers ou d'horizons latéritiques à forte résistivité. Ce comportement correspond à la zone vadose, peu influencée par la nappe (Fetter, 2001), et coïncide avec les couches observées dans le forage NassoF1 entre 45 et 70 m, composés d'argilite verte. Selon Telford et al. (1990), des valeurs élevées de Op associées à une faible composante Ip traduisent la présence de matériaux à faible teneur en eau et à forte porosité.

Cet horizon correspond à la couche d'altération superficielle ou zone non saturée, assurant une infiltration directe vers les horizons sous-jacents lors de la saison humide.

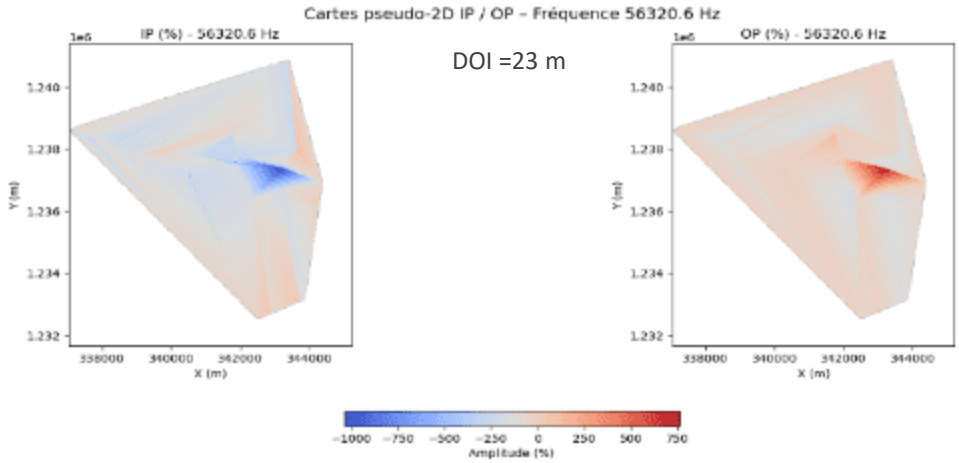


Figure 41 : Interpolation 2D_56320.6Hz

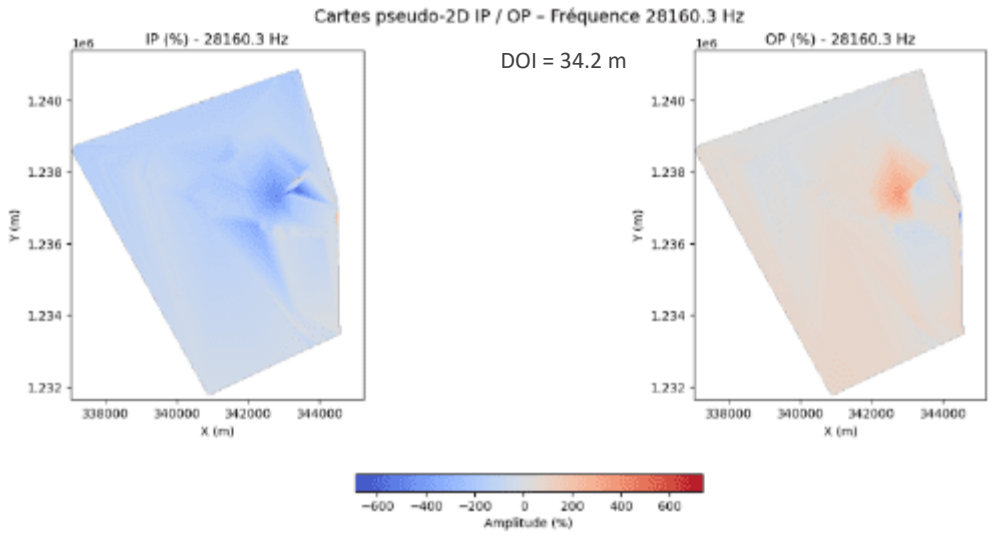


Figure 42: Interpolation 2D_28160.3Hz

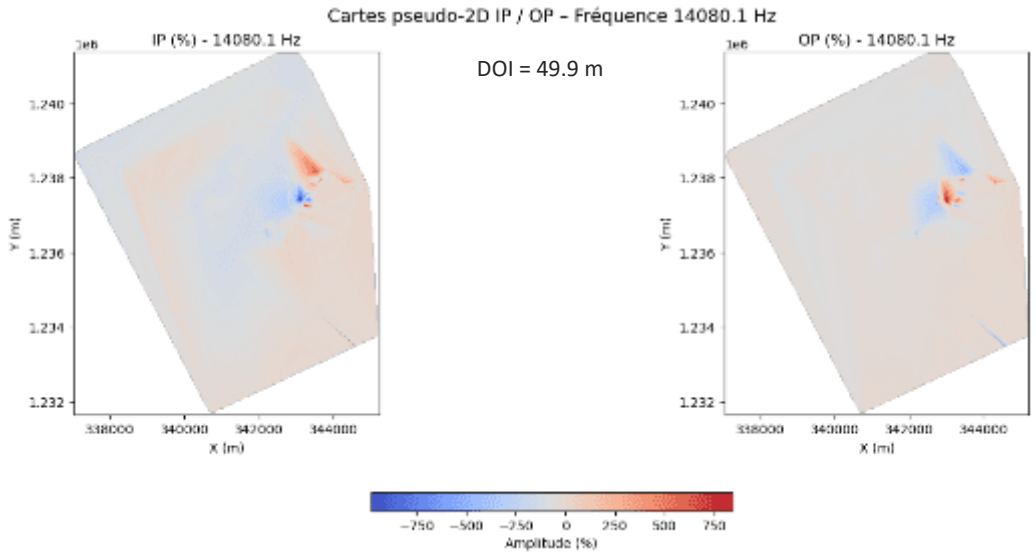


Figure 43: Interpolation 2D_14080.1Hz

III.5.2.2 Horizon intermédiaire (73.7 – 150.9 m, fréquences 7.04–1.76 kHz)

Entre les fréquences 7.04 kHz et 1.76 kHz (respectivement les figures 43, 44 et 45) les valeurs de Ip et Op diminuent conjointement, indiquant une augmentation de la conductivité électrique par rapport au niveau précédent. Ces signatures sont caractéristiques d'un milieu sableux saturé présentant une bonne continuité hydraulique (Leroy, 2009). Cette interprétation est confirmée par la présence, dans le forage NassoF1, d'un horizon consitué de grès entre 79 et 95 m de profondeur. Les travaux de Maurya et al. (2013) et de Leroy (2009) montrent que les faibles valeurs conjointes de Ip et Op sont

typiques des milieux poreux saturés, notamment les sables à forte teneur en eau et à conductivité modérée.

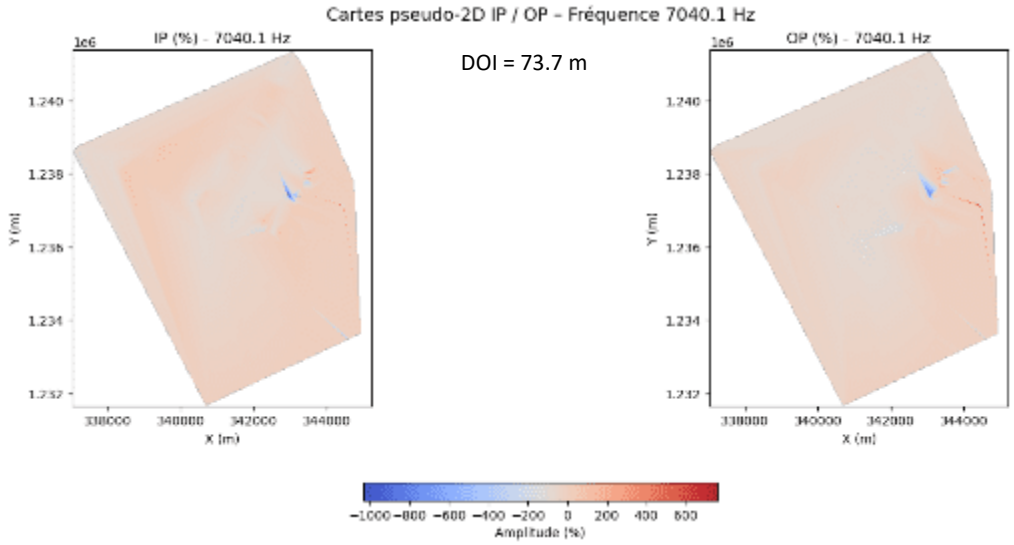


Figure 44: Interpolation 2D_7040.1Hz

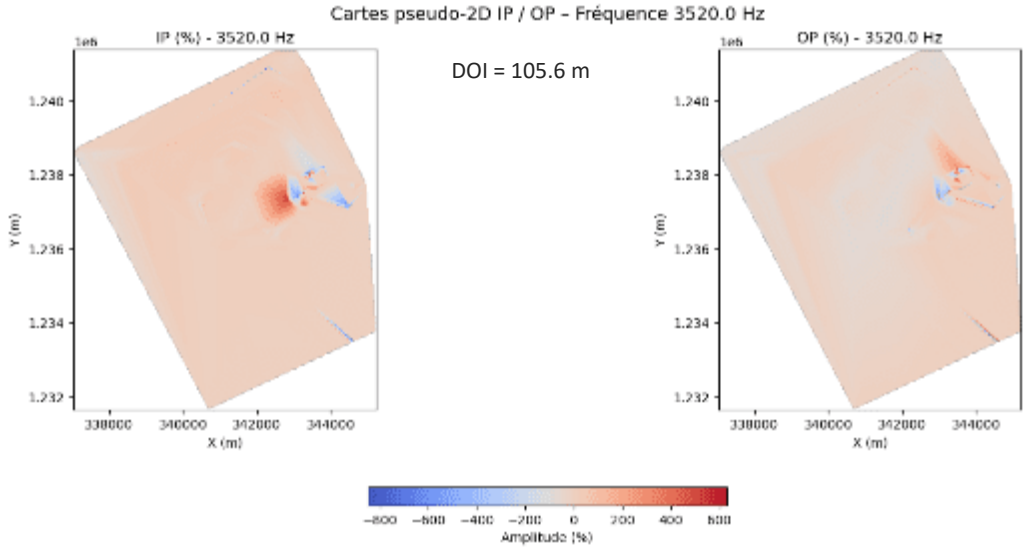


Figure 45: Interpolation 2D_3520Hz

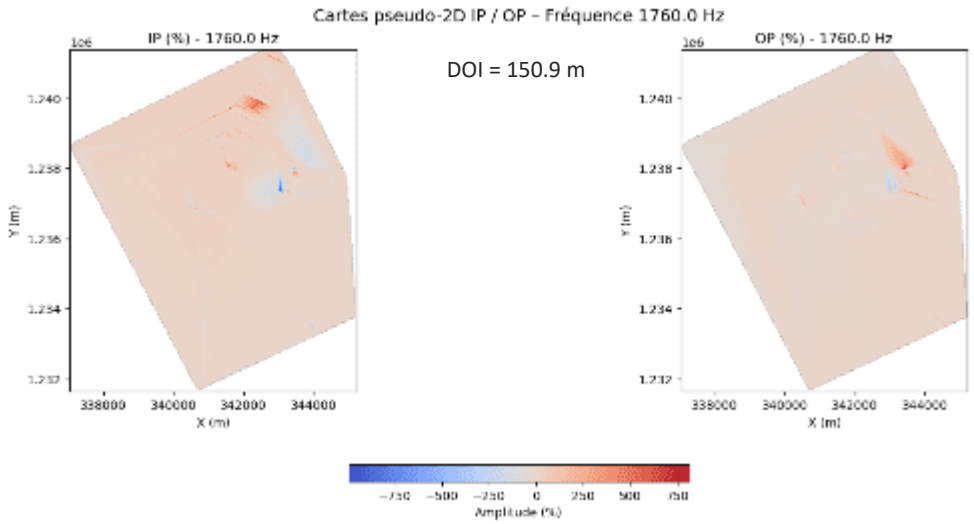


Figure 46: Interpolation 2D_1760Hz

III.5.2.3 Horizon profond (214.2 – 650 m, fréquences 0.88–0.11 kHz)

Les fréquences basses de 0.88 kHz à 0.11 kHz (Figures 46 à 49) révèlent une évolution progressive des signaux avec des valeurs faibles et homogènes de Ip et Op, traduisant un milieu globalement conducteur (Sharma, 1997). À la fréquence 0.22 kHz (≈ 33 m), une anomalie conductrice bien marquée se manifeste dans la partie centrale du profil (secteur de Nasso), tandis qu'à 0.11 kHz (≈ 47 m), cette anomalie se rétrécit fortement et prend la forme d'une discontinuité localisée. Cette particularité traduit probablement la présence d'une zone de cisaillement ou une fracture des formations consolidées favorisant une circulation verticale d'eau souterraine. Une telle signature géologique a aussi été décrite dans les travaux de Sharma (1997) qui associe la contraction spatiale des anomalies à la présence de zone fracturées ou de zone sédimentaires consolidés conductrice.

L'horizon profond correspond à un aquifère fracturé ou argilo-gréseux, jouant un rôle de relais hydraulique vertical entre les nappes supérieures et le socle sous-jacent.

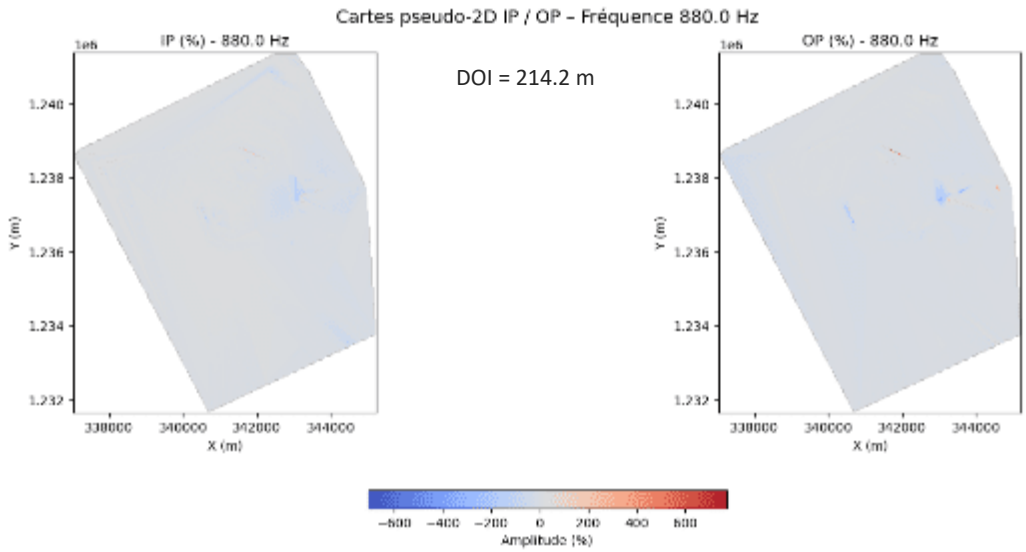


Figure 47: Interpolation 2D_88Hz

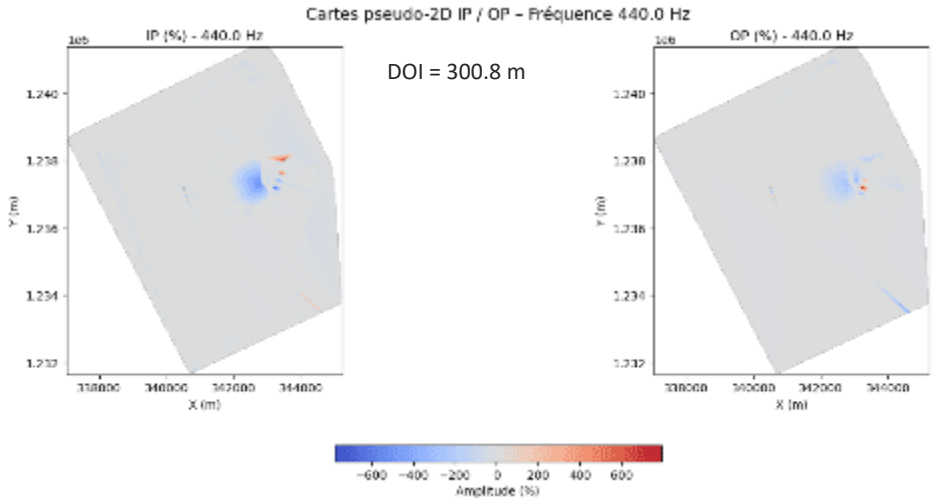


Figure 48: Interpolation 2D_440Hz

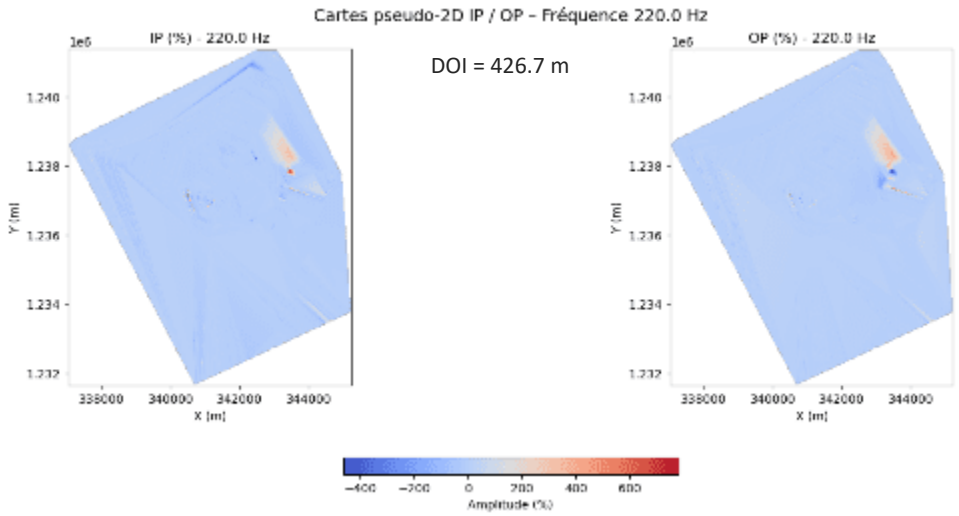


Figure 49: Interpolation 2D_220Hz

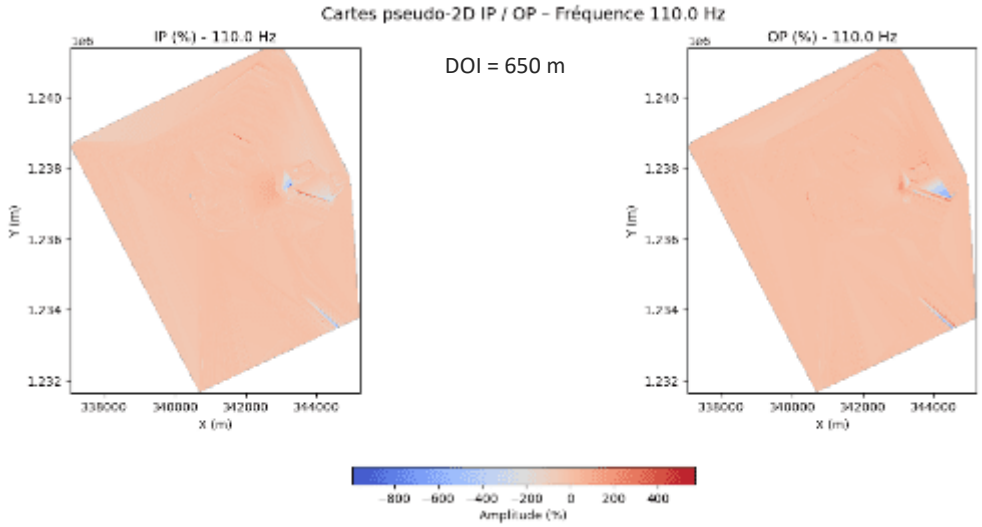


Figure 50: Interpolation 2D_110Hz

III.5.2.4 Synthèse

L'interprétation multi-fréquentielle des réponses électromagnétiques met en évidence une structure stratifiée du sous-bassin du Kou. Ces résultats confirment l'existence d'un système multicouche dans la zone de Nasso où la conductivité électrique varie en fonction de la saturation, de la granulométrie et de la nature lithologique. La corrélation entre les anomalies Ip/Op et les données de forages renforce la fiabilité de l'interprétation, tandis que les références (Telford, Geldart et Sheriff, 1990; Sharma, 1997; Maurya, Singh et Kumar, 2013) fournissent un cadre théorique solide pour la caractérisation électromagnétique des aquifères sédimentaires.

En somme, l'approche FDEM appliquée à la zone de Nasso dans le sous-bassin du Kou permet de distinguer clairement les horizons non saturés, saturés et fracturés, d'affiner la compréhension de la géométrie et du fonctionnement hydrogéologique des aquifères sédimentaires de la région.

CONCLUSION

Ce travail avait pour objectif principal de contribuer à l'amélioration de la connaissance sur la géométrie et le fonctionnement hydrogéologique des aquifères sédimentaires du sous-bassin du Kou, dans un contexte marqué par une pression croissante sur les ressources en eau souterraine. Pour atteindre cet objectif, une approche intégrée combinant données de forages, mesures piézométriques, diagraphies et prospections géophysiques électromagnétiques a été mise en œuvre, appuyée par des analyses statistiques, spatiales et une modélisation tridimensionnelle.

Les études sur la géologie ont permis de confirmer la complexité structurale du sous bassin du Kou, caractérisé par une superposition des formations majoritairement gréseuses, disposées en un système multicouche hétérogène. La modélisation 3D issue des données de forages a mis en relief une variabilité spatiale importante des épaisseurs et une discontinuité latérale de certaines formations. Ce qui remet en question l'hypothèse de la présence d'une couche imperméable séparant l'aquifère des Grès Kawara Sindou des autres aquifères dans tout le sous bassin.

Les études hydrogéologiques basées sur l'analyse des données de forages et des données piézométriques (1991-2024) ont permis de caractériser la productivité et la dynamique des nappes souterraines. Les résultats des analyses statistiques montrent que la profondeur des forages est généralement inférieure à 100 m. Cela traduit une exploration souterraine limitée de la zone d'étude. Les analyses des distributions mettent en évidence une relation positive entre profondeur de foration et débits puis une corrélation entre faible niveau statique et débit élevé.

L'analyse piézométrique quant à elle révèle l'existence de nappes libres, semi-captives et captives. Les nappes peu profondes se caractérisent par des amplitudes saisonnières élevées, révélant une forte réactivité à la recharge pluviométrique, tandis que les nappes captives présentent une plus grande stabilité temporelle. Les tests statistiques de régression linéaires de Mann-Kendall présentent des tendances variables selon les piézomètres, caractérisant une hétérogénéité spatiale de la réponse hydrodynamique du système aquifère influencée par la géologie, la recharge et les prélèvements anthropiques.

L'exploitation des données de diagraphie nous a permis de confirmer l'alternance des niveaux perméables et d'identifier les horizons potentiellement aquifères traversés par le forage.

Enfin, l'analyse géophysique électromagnétique à domaine fréquentiel a permis de cartographier la distribution spatiale des réponses In phase et Out of phase, et d'identifier les zones conductrices et résistives associées respectivement à des formations argileuses saturées et à des horizons sableux ou gréseux potentiellement aquifères.

INSUFFISANCES ET LIMITES DE L'ETUDE

Malgré les résultats significatifs obtenus, le présent travail comporte certaines insuffisances et limites qu'il convient de souligner afin de replacer les interprétations dans leur contexte méthodologique et d'orienter les travaux futurs.

La première limite concerne la disponibilité et la qualité des données de forages. La majorité des forages exploités dans cette étude présentent des profondeurs inférieures à 100 m, ce qui limite l'exploration du potentiel hydrogéologique des formations profondes. Par ailleurs, certaines fiches techniques de forages sont incomplètes, notamment les lithologies et les essais de pompage. Ce qui entrainerait des incertitudes dans l'estimation des propriétés hydrodynamiques et la caractérisation des aquifères. Une autre limite réside dans la distribution spatiale inégale des données piézométriques. Les piézomètres disponibles sont principalement concentrés dans les zones d'exploitation intensives tandis que certaines parties du sous bassin restent faiblement équipées. Cette inégale répartition spatiale réduit la capacité à analyser finement les gradients hydrauliques régionaux et à extrapoler les résultats à l'ensemble du sous bassin. Bien que couvrant une période relativement longue, les séries temporelles piézométriques utilisées présentent des discontinuités et des lacunes temporelles. Ces interruptions limitent la robustesse des analyses statistiques de tendance et peuvent influencer l'interprétation des réponses hydrodynamiques à long terme.

Concernant la méthode géophysique électromagnétique, les profondeurs d'investigations ont une forte dépendance avec la fréquence d'induction, la conductivité du milieu et du dispositif mis en place pour les mesures, ce qui occasionne la restriction de l'accès aux structures plus profondes. De plus, l'interprétation des anomalies demeure non unique et nécessite une intégration rigoureuse avec les données géologiques et hydrogéologiques.

La modélisation géologique 3D limitée à 310 m montre ici le déficit en matière d'exploration en profondeur car les modèles réalisés incluant le seul forage profond de 1100 m rendent les autres forages très petits et inexploitable.

Enfin, le présent travail ne prend pas totalement la quantification précise des prélèvements anthropiques en compte, ni l'évaluation détaillée de la recharge effective des nappes en raison du manque de données fiables et continues à l'échelle du sous bassin.

RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES

Au regard des résultats obtenus et des limites identifiées, plusieurs recommandations et perspectives peuvent être formulées afin d'améliorer la connaissance, l'exploitation et la gestion durable des ressources en eau souterraine du sous-bassin du Kou. Sur le plan scientifique et technique, il est recommandé de renforcer la base de données hydrogéologiques par la réalisation de forages profonds de reconnaissance, permettant de mieux caractériser les formations aquifères sous-explorées et de confirmer l'existence éventuelle de connexions hydrauliques entre les différentes unités sédimentaires. Ces forages devraient être systématiquement accompagnés de diagraphies géophysiques complètes (gamma-ray, résistivité, porosité, acoustique) et d'essais de pompage de longue durée, afin d'améliorer l'estimation des paramètres hydrodynamiques (transmissivité, coefficient d'emmagasinement). Il est également recommandé d'intensifier et de diversifier les prospections géophysiques, en combinant la méthode électromagnétique à domaine fréquentiel utilisée dans cette étude avec d'autres techniques complémentaires telles que les sondages électriques verticaux (SEV), la tomographie de résistivité électrique (ERT) ou la sismique de surface. Une approche fondée sur la combinaison de plusieurs paramètres d'investigation apparaît particulièrement pertinente pour lever les incertitudes liées à l'interprétation des données et pour accéder à une représentation plus détaillée des structures profondes de sous bassin. Une approche multiparamétrique apparaît essentielle pour limiter les incertitudes d'interprétation des structures profondes du sous bassin. Le croisement des données géologiques, géophysiques et hydrogéologiques permettrait ainsi d'affiner le modèle conceptuel des aquifères et d'en préciser la géométrie. Sur le plan hydrogéologique, le renforcement et la densification du réseau piézométrique, notamment dans les zones peu instrumentées, sont fortement recommandés. La mise en place d'un suivi piézométrique continu à l'aide de capteurs automatiques favoriserait une meilleure compréhension des variations saisonnières et interannuelles des niveaux d'eau ainsi qu'une évaluation plus fiable de l'influence des prélèvements et de la variabilité climatique. L'intégration future de données isotopiques et hydro chimiques permettrait d'approfondir l'analyse des mécanismes de recharge et des flux souterrains en vue d'une gestion intégrée des ressources en eaux souterraines.

Bibliographie

Anam (2023) « Etat du climat de l'année 2023 au Burkina Faso », *Météo Burkina*, p. 7.

Anderson, M. (2005) « Heat as a Ground Water Tracer », *Ground water*, 43, p. 951-68. Disponible sur: https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2005.00052.x.

Binley, A. et Kemna, A. (2005) « DC Resistivity and Induced Polarization Methods », in, p. 129-156. Disponible sur: https://doi.org/10.1007/1-4020-3102-5_5.

Coulidiati, T.F.A. *et al.* (2025) « Groundwater Vulnerability in the Kou Sub-Basin, Burkina Faso: A Critical Review of Hydrogeological Knowledge », *Water*, 17(9). Disponible sur: https://doi.org/10.3390/w17091317.

Dakoure, D. (2003a) *ETUDE HYDROGEOLOGIQUE ET GEOCHIMIQUE DE LA BORDURE SUD-EST DU BASSIN SEDIMENTAIRE DE TAOUDENI (BURKINA FASO - MALI) - ESSAI DE MODELISATION*. phdthesis. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Disponible sur: https://theses.hal.science/tel-00608860 (Consulté le: 30 mars 2025).

Dakoure, D. (2003b) « Etude hydrogeologique et geochimique de la bordure sud-est du bassin sedimentaire de Taoudéni (Burkina Faso-Mali)-essai de modelisation ».

Darcy, H. (1856) *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : Exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau : Ouvrage terminé par un appendice relatif aux fournitures d'eau de plusieurs villes, au filtrage des eaux et à la fabrication des tuyaux de fonte, de plomb, de tôle et de bitume*. Paris : V. Dalmont. Disponible sur: http://archive.org/details/bub_gb_42EUAAAAQAAJ (Consulté le: 19 décembre 2025).

Dembele, B. *et al.* (2023) « Etude de la phytodiversité ligneuse dans la bande de servitude de la rivière Kou dans la Province du Houet (Burkina Faso) ». Disponible sur: https://jaes.thebrpi.org/journals/jaes/Vol_12_No_1_June_2023/3.pdf (Consulté le: 16 novembre 2025).

Derouane, J. (2008) « Modélisation Hydrogéologique du bassin sédimentaire ».

Domenico, P.A. et Schwartz, F.W. (1997) *Physical and Chemical Hydrogeology*. John Wiley & Sons.

Fatimata, S. *et al.* (2023) *AMENAGEMENTS HYDRO-AGRICOLES ET CONFLITS FONCIER DANS LE SOUS BASSIN VERSANT PLANDI 2 DU MOUHOUN SUPERIEUR, BURKINA FASO*.

Faye, M.D. *et al.* (2022) « Groundwater Characteristics and Quality in the Cascades Region of Burkina Faso », *Resources*, 11(7). Disponible sur: https://doi.org/10.3390/resources11070061.

Fetter, C.W. (2001) *Applied hydrogeology*. 4th ed. Upper Saddle River, N.J: Prentice Hall.

Fetter, C.W. (2018) *Applied Hydrogeology: Fourth Edition*. Waveland Press. Disponible sur: https://books.google.bf/books?id=BYZXDwAAQBAJ.

Fisher, N.I. (1995) *Statistical analysis of circular data*. Cambridge [England] ; New York : Cambridge University Press. Disponible sur:

http://archive.org/details/statisticalanaly0000fish_v6v2 (Consulté le: 19 décembre 2025).

Freeze, R.A. et Cherry, A.J. (1979) *Groundwater*, *Scribd*. Disponible sur: https://www.scribd.com/document/358676312/Freeze-and-Cherry-1979-smaller-pdf (Consulté le: 7 décembre 2025).

Garane, A. (2009) « Le cadre juridique international du bassin de la Volta ».

Gleixner, S. *et al.* (2022) *Évaluation des facteurs d'impact climatique au Burkina Faso*, *Adaptation Communityf*. Disponible sur: https://www.adaptationcommunity.net/wp-content/uploads/2022/05/CIDA_Burkina-Faso_FR.pdf.

Gombert, P. (1998) « Synthèse sur la géologie et l'hydrogéologie de la formation sédimentaire des grès inferieurs ». Ministère de l'Agriculture, de l'Hydraulique et des Ressources Halieutiques.

Groupement 2EC/BEDIS (2023) *Rapport des études ydrogéologiques, géologiques et géophysiques dans la zone de Nasso*. Provisoire. Ouagadougou: PAEA.

Guelbeogo, S., Ouedraogo, L. et Koala, S. (2023) « MANIFESTATIONS ET FACTEURS DE RISQUE D'INONDATION DANS LE BASSIN VERSANT DU KOU, AU BURKINA FASO ». Disponible sur: https://scienceijsar.com/sites/default/files/article-pdf/IJSAR-1885.pdf.

Guillaumot, L. (2018) « Comment modéliser les systèmes aquifères au sein du cycle hydrologique?: une approche «multi-observables» à différentes échelles ».

Hearst, J.R., Nelson, P.H. et Paillet, F.L. (2000) *Well Logging for Physical Properties: A Handbook for Geophysicists, Geologists, and Engineers*. Wiley.

Helsel, D. *et al.* (2020) *Statistical methods in water resources*. Report 4-A3. Reston, VA, p. 484. Disponible sur: https://doi.org/10.3133/tm4A3.

Insd (2019) *Cinquième Recensement Général de la Population et de l'Habitation du Burkina Faso, 2019 - Burkina Faso Open Data*, *Knoema*. Disponible sur: https://burkinafaso.opendataforafrica.org//nbmvajc/cinquième-recensement-général-de-la-population-et-de-l-habitation-du-burkina-faso-2019?lang=en (Consulté le: 19 décembre 2025).

Isaaks, E.H. (1989) *Applied geostatistics*. New York : Oxford University Press. Disponible sur: http://archive.org/details/appliedgeostatis0000isaa (Consulté le: 19 décembre 2025).

Kagambega, P.Z. (2022) « Le Kou : un bassin versant en plein mutation dans l'Ouest du Burkina Faso ». Disponible sur: https://www.infosciencesculture.com/sites/default/files/2022-08/Article_KAGAMBEGA.pdf.

Karambiri, B. et Gansaonré, N. (2023) « Variabilité Spatio-Temporelle de la Pluviométrie dans les Zones Soudaniennes, Soudano-Sahélienne et Sahélenne du Burkina Faso », *European Scientific Journal ESJ*, 3. Disponible sur: https://doi.org/10.19044/esipreprint.3.2023.p1.

Kendall, M.G. (Maurice G. (1990) *Rank correlation methods*. London : E. Arnold ; New York, NY : Oxford University Press. Disponible sur: http://archive.org/details/rankcorrelationm0000unse (Consulté le: 19 décembre 2025).

Keys, W.S. (1990) *Borehole geophysics applied to ground-water investigations*, *Techniques of Water-Resources Investigations*. 02-E2. U.S. G.P.O. ;For sale by the Books and Open-File Reports Section, U.S. Geological Survey,. Disponible sur: https://doi.org/10.3133/twri02E2.

Koussoubé, Y. (1996) *Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso : cas du bassin versant du bas-fond de Bidi (province du Yatenga)*. PhD Thesis. UCAD ; ORSTOM. Disponible sur: https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010043025.

Kruseman, G.P. et Ridder, N.A. de (1994) *Analysis and evaluation of pumping test data*. 2. ed. (completely rev.), reprint. Wageningen: Internat. Inst. for Land Reclamation and Improvement (ILRI publication, 47).

Kutangila, M.S. (2025) *Ajout de la dimension eau souterraine dans la compréhension et la gestion des ressources en eau partagées dans la région du Sahel. Cas du bassin de Taoudéni*. EAU. 2iE. Disponible sur: documentation2ie.com.

Leroy, P. (2009) « Spectral induced polarization of clays and clay-rocks », *J. Geophys. Res. Solid Earth [J]*, 114, p. B10202-B10222.

Mardia, K.V. et Jupp, P.E. (2000) *Statistics of Directional Data*, *ScienceDirect*. Disponible sur: http://www.sciencedirect.com:5070/book/monograph/9780124711501/statistics-of-directional-data (Consulté le: 19 décembre 2025).

Marsily, G. de (1986) *Quantitative hydrogeology: groundwater hydrology for engineers*. Orlando, FL: Academic Press. Disponible sur: https://gw-project.org/books/quantitative-hydrogeology-groundwater-hydrology-for-engineers.

Maurya, B.R., Singh, V. et Kumar, R. (2013) « Hydrogeophysical studies using IP and resistivity methods for aquifer characterization », *Journal of Applied Geophysics* [Preprint]. Disponible sur: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.04.008.

Mizan, S.A. *et al.* (2019) « A simple groundwater balance tool to evaluate the three-dimensional specific yield and the two-dimensional recharge: application to a deeply weathered crystalline aquifer in southern India/Un outil simple de bilan en eau souterraine pour evaluer le coefficient d'emmagasinement en 3D et la recharge en 2D: application a un aquifere de socle fortement altere du sud de l'Inde/Una herramienta sencilla de balance de aguas subterraneas Para evaluar el rendimiento especifico tridimensional y la recarga », *Hydrogeology journal*, 27(8), p. 3063. Disponible sur: https://doi.org/10.1007/s10040-019-02026-8.

Nebie, O. (1996) « Le périmètre irrigué de la vallée du Kou (Burkina Faso). Limites d'une opération « Terres Neuves » ». Disponible sur: https://doi.org/10.3406/caoum.1996.3612.

Ouédraogo, C. (2006) « Synthèse géologique de la région ouest du Burkina Faso ».

Paillet, F.L. (1998) *Flow modeling and permeability estimation using borehole flow logs in heterogeneous fractured formations*, *Wiley Online Library*. Disponible sur: https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/98WR00268 (Consulté le: 7 décembre 2025).

Parasnis, D.S. (1997) « Principles of Applied Geophysics ». Chapman & Hall. Disponible sur: https://openlibrary.org/books/OL18728442M/Principles_of_applied_geophysics.

Pepin, L. (2000) *Variations de la teneur en CO2 de l'atmosphère au cours des 4 derniers cycles glaciaire-interglaciaires, à partir de l'analyse de la carotte de Vostok (Antarctique): implications sur l'évolution du climat et du cycle du carbone*. Université Joseph Fourier-Grenoble I.

Rider, M.H. et Kennedy, M. (2011) *The Geological Interpretation of Well Logs*. Rider-French. Disponible sur: https://books.google.bf/books?id=HKReuAAACAAJ.

Sagnon, D. (2010) « Caractérisation de l'hydrodynamisme de la plaine alluviale du bassin du Kou, de Nasso à Diaradougou, par essai de pompage, slug test et analyse d'échantillons de sol ». Disponible sur: http://documentation.2ie-edu.org/cdi2ie/opac_css/doc_num.php?explnum_id=616.

Sauret, E. (2013a) « Etude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso) ».

Sauret, E. (2013b) *Etude des Potentialités Hydrogéologiques D'une Plaine Alluviale en Relation Avec les Eaux Souterraines et de Surface dans un Contexte D'agriculture Irriguée (Burkina Faso) - ProQuest*. Disponible sur: https://www.proquest.com/openview/b301b26b22e695d0e2c6678bace0a611/1?cbl=2026366&diss=y&pq-origsite=gscholar (Consulté le: 30 mars 2025).

Sauret, E.S.G. (2008) « Contribution à la compréhension du fonctionnement hydrogéologique du système aquifère dans le bassin du Kou ». Disponible sur: https://orbi.uliege.be/bitstream/2268/153604/1/DEA_Modelisation.pdf.

Scanlon, B.R. *et al.* (2005) « Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US », *Global Change Biology*, 11(10), p. 1577-1593. Disponible sur: https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01026.x.

Schlumberger (1998) - *Log Interpretation Principles Applications | PDF | Applied And Interdisciplinary Physics | Nature*, *Scribd*. Disponible sur: https://www.scribd.com/document/358677146/Schlumberger-Log-Interpretation-Principles-Applications (Consulté le: 7 décembre 2025).

Serra, O. (1984) *Fundamentals of well-log interpretation*. Amsterdam, New York, Pau: Elsevier.

Sharma, P.V. (1997) *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press. Disponible sur: https://doi.org/10.1017/CBO9781139171168.

Shishaye, H.A. *et al.* (2019) « An integrated approach for aquifer characterization and groundwater productivity evaluation in the Lake Haramaya watershed, Ethiopia/Une approche integree pour la caracterisation et l'evaluation de la productivite d'un aquifere dans le bassin versant du lac Haramaya, Ethiopie/Un enfoque integrado para la caracterizacion de acuiferos y la evaluacion de la productividad del agua subterranea en la cuenca del Lago Haramaya, Etiopia/Uma abordagem integrada para caracterizacao de aquifero e avaliacao », *Hydrogeology journal*, 27(6), p. 2121. Disponible sur: https://doi.org/10.1007/s10040-019-01956-7.

SOGREAH, I. (1994) « Etude des ressources en eau souterraine de la zone sédimentaire de la région de Bobo Dioulasso ».

Sophocleous, M. (2002) « Interactions Between Groundwater and Surface Water: The State of the Science », *Hydrogeology Journal*, 10, p. 52-67. Disponible sur: https://doi.org/10.1007/s10040-001-0170-8.

Talbaoui, M. (2009) « Etude des périmètres de protection des sources de Nasso et des forages de l'ONEA ».

Taylor, R.G. *et al.* (2013) « Ground water and climate change », *Nature climate change*, 3(4), p. 322-329.

Telford, W.M., Geldart, L.P. et Sheriff, R.E. (1990) *Applied Geophysics*. 2e éd. Cambridge: Cambridge University Press. Disponible sur: https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932.

Températures extrêmes dans les stations de la région des Hauts Bassins - Burkina Faso Open Data (2022) *Knoema*. Disponible sur: https://burkinafaso.opendataforafrica.org//yvjwrwf/températures-extrêmes-dans-les-stations-de-la-région-des-hauts-bassins (Consulté le: 27 janvier 2026).

Tirogo, J.Y. (2016) *Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso*. phdthesis. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement. Disponible sur: https://theses.hal.science/tel-01429591 (Consulté le: 7 avril 2025).

Todd, D.K. (1980) « Groundwater Hydrology, 2nd edition. xiii + 535 pp., numerous figs and tables. New York, Chichester, Brisbane, Toronto: John Wiley. ISBN 0 471 87616 X. Price £13.00. », *Geological Magazine*, 118, p. 442. Disponible sur: https://doi.org/10.1017/S0016756800032477.

Vouillamoz, J.-M. *et al.* (2015) « Groundwater in hard rocks of Benin: Regional storage and buffer capacity in the face of change », *Journal of Hydrology*, 520, p. 379-386.

Wait, J.R. (1982) *Geo-electromagnetism*. New York: Academic Press.

Ward, S.H. et Hohmann, G.W. (1987) « Electromagnetic Theory for Geophysical Applications », in M.N. Nabighian et J.D. Corbett (éd.) *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory*. Society of Exploration Geophysicists, p. 0. Disponible sur: https://doi.org/10.1190/1.9781560802631.ch4.

Wellens, J. *et al.* (2008) « Elaboration du bilan d'eau du bassin versant du Kou et analyse critique des principaux composants. »

Winter, T. *et al.* (1998) « Ground water and surface water a single resource: U », *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 1139.

Wirmvem, M.J., Mimba, M.E. et Kamtchueng, B.T. (2017) « Shallow groundwater recharge mecanism and apparent age in the Ndop plain, northwest Cameroon », *Appel Water Sci7* [Preprint]. Disponible sur: https://doi.org/10.1007/s13201-015-0268-0.

Yeo, K. (2013) *Application de la spectrométrie gamma dans la recherche de gite aurifère.*, *Memoire Online*. Disponible sur: https://www.memoireonline.com/11/18/10460/m_Application-de-la-spectrometrie-gamma-dans-la-recherche-de-gite-aurifere8.html?utm_source=chatgpt.com (Consulté le: 20 mai 2025).

Yofe/Tirogo, J. (2016) *Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso*. PhD Thesis.

Université Pierre et Marie Curie-Paris VI; Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement.

Zerbo, I. (2013) « Détermination des paramètres hydrodynamiques d'une plaine alluviale et d'un aquifère sédimentaire profond : étude de la connectivité hydraulique ».

Zoback, M. (1995) « Fluid flow along potentially active faults in crystalline rock », *Geology* [Preprint]. Disponible sur: https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023%253C0683:FFAPAF%253E2.3.CO;2.

ANNEXE

Tableaux des tendances piézométriques

Tableau 2 Trend Mann Kendall

Piezo	Trend	p-value	Tau
F3	increasing	2,83E-07	0,337626
F4	increasing	0	0,705835
P10	decreasing	1,14E-06	-0,31549
P11	increasing	2,01E-10	0,515895
P12	decreasing	0,000162	-0,13561
P13	decreasing	6,81E-08	-0,37223
P14	increasing	0,004734	0,229376
P16	decreasing	0,003718	-0,08209
P18	decreasing	1,47E-08	-0,37384
P19	no trend	0,359962	-0,06318
P2	decreasing	4,22E-08	-0,37022
P20	increasing	0,000313	0,24668
P22	decreasing	1,65E-07	-0,34125
P24	decreasing	3,3E-09	-0,39477
P25	increasing	6,67E-08	0,366197
P26	increasing	0,000425	0,240241
P3	increasing	6,73E-07	0,403219
P31	increasing	1,34E-05	0,35332
P34	decreasing	0,017287	-0,05553
P35	increasing	1,37E-05	0,352918
P36	no trend	0,092292	0,028169
P38	increasing	0	0,912274
P39	decreasing	5,8E-08	-0,35895
P4	decreasing	1,14E-05	-0,1839
P40	decreasing	0,001092	-0,10584
P41	decreasing	2,13E-06	-0,32233
P42	increasing	0	0,825352
P5	decreasing	1,01E-05	-0,2833
P6	increasing	0,001302	0,216901
P9	decreasing	6,43E-09	-0,38954
PZ1	increasing	1,01E-05	0,2833
PZ10	decreasing	5,03E-08	-0,3674
PZ11	decreasing	2,15E-06	-0,32757
PZ12	decreasing	7,29E-07	-0,32113
PZ13	increasing	1,4E-07	0,34326
PZ14	decreasing	1,11E-06	-0,32233
PZ15	decreasing	8,98E-08	-0,35614
PZ16	no trend	0,33696	-0,0672

PZ17	decreasing	1,1E-06	-0,3159
PZ18	decreasing	7,93E-09	-0,39879
PZ19	decreasing	2,07E-08	-0,37706
PZ2	decreasing	2,36E-05	-0,29175
PZ20bis	decreasing	2,12E-09	-0,41207
PZ22	decreasing	4,37E-05	-0,15976
PZ23	decreasing	1,1E-07	-0,35372
PZ24	increasing	5,78E-06	0,25996
PZ26	decreasing	6,57E-08	-0,37344
PZ3	decreasing	0,001422	-0,10342
PZ5	decreasing	1,21E-07	-0,35252
PZ6	decreasing	7,22E-07	-0,32072
PZ7	increasing	2,04E-07	0,34165
PZ7bis	decreasing	0,000135	-0,26278
PZ8	increasing	0,000315	0,24507
PZ9	decreasing	0,002366	-0,20845
Paem_1	increasing	2,84E-06	0,328753
Paem_2	increasing	5,37E-06	0,319239
Paem_6	increasing	0,030819	0,15222
Paem_7	no trend	0,820804	-0,01691
Pkoumi	decreasing	2,21E-10	-0,66385
Pnaso1	no trend	0,083544	0,181818
Pnaso2	no trend	0,162677	0,146934
Pnaso3	no trend	0,147958	0,15222
Pz29	decreasing	0	-0,97992
PzDial 01	no trend	0,867942	-0,01268

Tableau 3: Amplitude saisonnière

Piezo	Amplitude_saisonniere_m
F3	0,35625
F4	14,4508
P10	1,018526
P11	6,238557
P12	0,03
P13	2,460938
P14	53,80291
P16	0,004688
P18	0,196563
P19	0,074688
P2	1,009375
P20	0,08
P22	0,248125
P24	0,314063
P25	0,060625
P26	0,043125
P3	1,666
P31	11,92752
P34	0,024375
P35	8,121842
P36	0,005313
P38	15,08901
P39	0,140938
P4	0,205
P40	0,008438
P41	0,03375
P42	18,25201
P5	0,43875
P6	0,058437
P9	0,117813
PZ1	0,103438
PZ10	0,149375
PZ11	0,12942
PZ12	0,229688
PZ13	0,788125
PZ14	0,1425
PZ15	0,310313
PZ16	1,032188

PZ17	0,142813
PZ18	0,16851
PZ19	1,202813
PZ2	0,823003
PZ20bis	0,092857
PZ22	0,047188
PZ23	0,401875
PZ24	0,031875
PZ26	0,117604
PZ3	0,028125
PZ5	0,264375
PZ6	0,882188
PZ7	0,320938
PZ7bis	0,096875
PZ8	0,014375
PZ9	0,054375
Paem_1	0,186
Paem_2	0,2625
Paem_6	0,642
Paem_7	0,814667
Pkoumi	0,578
Pnaso1	1,214
Pnaso2	1,236
Pnaso3	1,514
Pz29	2,103333
PzDial 01	0,182667

Tableau 4: Tendance des piézomètres

Piezo	Slope_m_per_year	Intercept	R2	P_value
Pz29	-1,027	59,779	0,981	1,41E-37
Pkoumi	-0,201	25,403	0,693	2,50E-12
P13	-0,110	6,571	0,430	5,50E-10
Paem_7	-0,090	3,992	0,036	2,20E-01
PzDial 01	-0,049	0,695	0,124	1,88E-02
PZ19	-0,047	1,958	0,284	1,75E-06
P10	-0,036	1,282	0,190	1,45E-04
P2	-0,035	1,903	0,197	1,08E-04
PZ6	-0,033	2,093	0,223	3,20E-05
PZ2	-0,031	1,883	0,241	1,39E-05
P4	-0,023	1,305	0,354	4,46E-08
PZ16	-0,019	1,417	0,023	2,03E-01
PZ23	-0,017	1,021	0,333	1,35E-07
P24	-0,015	0,498	0,459	8,67E-11
P5	-0,014	1,688	0,153	7,51E-04
PZ1	-0,013	1,485	0,078	1,83E-02
PZ15	-0,012	0,416	0,256	6,77E-06
PZ5	-0,010	0,654	0,263	4,85E-06
P22	-0,010	1,464	0,276	2,58E-06
PZ12	-0,009	0,409	0,247	1,05E-05
P18	-0,009	0,314	0,356	4,09E-08
P19	-0,008	0,602	0,244	1,21E-05
PZ18	-0,007	0,286	0,287	1,51E-06
P39	-0,006	0,437	0,394	4,65E-09
PZ10	-0,006	0,234	0,237	1,66E-05
PZ14	-0,005	0,310	0,262	5,03E-06
P9	-0,005	0,286	0,414	1,43E-09
PZ22	-0,005	0,231	0,430	5,47E-10
PZ17	-0,005	0,240	0,187	1,65E-04
PZ26	-0,005	0,456	0,324	2,28E-07
PZ11	-0,005	0,245	0,225	2,89E-05
PZ20bis	-0,004	0,178	0,307	5,38E-07
P12	-0,003	0,182	0,340	9,34E-08
PZ3	-0,003	0,081	0,247	1,03E-05
P34	-0,003	0,728	0,172	3,23E-04
PZ9	-0,002	0,125	0,146	9,90E-04

PZ7bis	-0,002	0,484	0,025	1,92E-01
P41	-0,001	0,438	0,078	1,87E-02
P40	-0,001	0,115	0,246	1,08E-05
P16	-0,001	0,295	0,250	8,89E-06
PZ8	0,000	0,090	0,007	4,82E-01
P36	0,001	0,233	0,089	1,17E-02
P26	0,002	0,086	0,192	1,33E-04
PZ24	0,002	0,119	0,270	3,39E-06
P6	0,002	0,122	0,140	1,29E-03
P20	0,002	0,135	0,070	2,62E-02
P25	0,003	0,105	0,284	1,75E-06
PZ7	0,013	0,226	0,303	6,59E-07
F3	0,015	0,105	0,340	9,42E-08
Pnaso2	0,018	1,657	0,003	7,05E-01
PZ13	0,033	0,200	0,335	1,25E-07
P3	0,062	0,128	0,467	5,13E-11
Pnaso1	0,070	1,097	0,055	1,26E-01
Paem_1	0,075	59,637	0,317	6,95E-05
Paem_6	0,087	10,076	0,059	1,11E-01
Pnaso3	0,088	2,990	0,051	1,39E-01
Paem_2	0,194	5,393	0,381	8,01E-06
P11	0,390	-2,479	0,905	4,61E-37
P38	0,502	-4,936	0,508	3,11E-12
P35	0,529	-2,305	0,870	2,96E-32
P42	0,605	-6,175	0,509	2,95E-12
P31	0,765	-4,186	0,907	2,16E-37
F4	0,924	-5,570	0,939	1,13E-43
P14	3,566	-23,024	0,928	3,04E-41

Paramètres hydrodynamiques

Tableau 5: Données des forages de l'ONEA

Localité	Id	Northing	Easting	Profondeur(m)	Débit d'exploitation	Durée de pompage /Jour	Rabtteement(m)	Ns(m)	Transmissivité(m2/s)
Nasso	F3	1237767	343417	220	250	20	50	0.7	1,4*10^-2
Nasso	F4	1238210	343460	220	265	20	50	0.7	1,3*10^-3
Nasso	F5	1238025	343641	301	500	20	85	3	2,5*10^-2
Nasso	SE1	1236300	664300	311	130	20	95	7.07	5,6*10^-2
Nasso	SE4	1238024	343755	310	510	20	95	7.67	3,3*10^-2
Nasso	SE6	1348200	663900	310	2 36	20	95	6.94	3,6*10^-2
Nasso	SE10	1237484	343404	310	460	20	95	6.39	1,3*10^-2
Nasso	SE8			310	690	20	95	3.24	2,5*10^-2

Classification de Todd 1980

Transmissivité (T)	Classe de productivité	Interprétation
$< 10^{-5}$ m²/s(< 1 m²/j)	Très faible	Aquifère quasi improductif
$10^{-5} – 10^{-4}$ m²/s(1 – 10 m²/j)	Faible	Exploitation limitée
$10^{-4} – 10^{-3}$ m²/s(10 – 100 m²/j)	Moyenne	Aquifère exploitable
$> 10^{-3}$ m²/s(> 100 m²/j)	Forte	Aquifère très productif

Profondeurs d'investigations avec le Promis 10

Tableau 6 : Présentation des profondeurs d'investigations

Fréquences (Hz)	Profondeur d'Investiguation (m)
56320	23
28160	34.2
14080	49.9
7040	73.7
3520	105.6
1760	150.9
880	214.2
440	300.8
220	426.7
110	650

Profils proposés par les études du PAEA

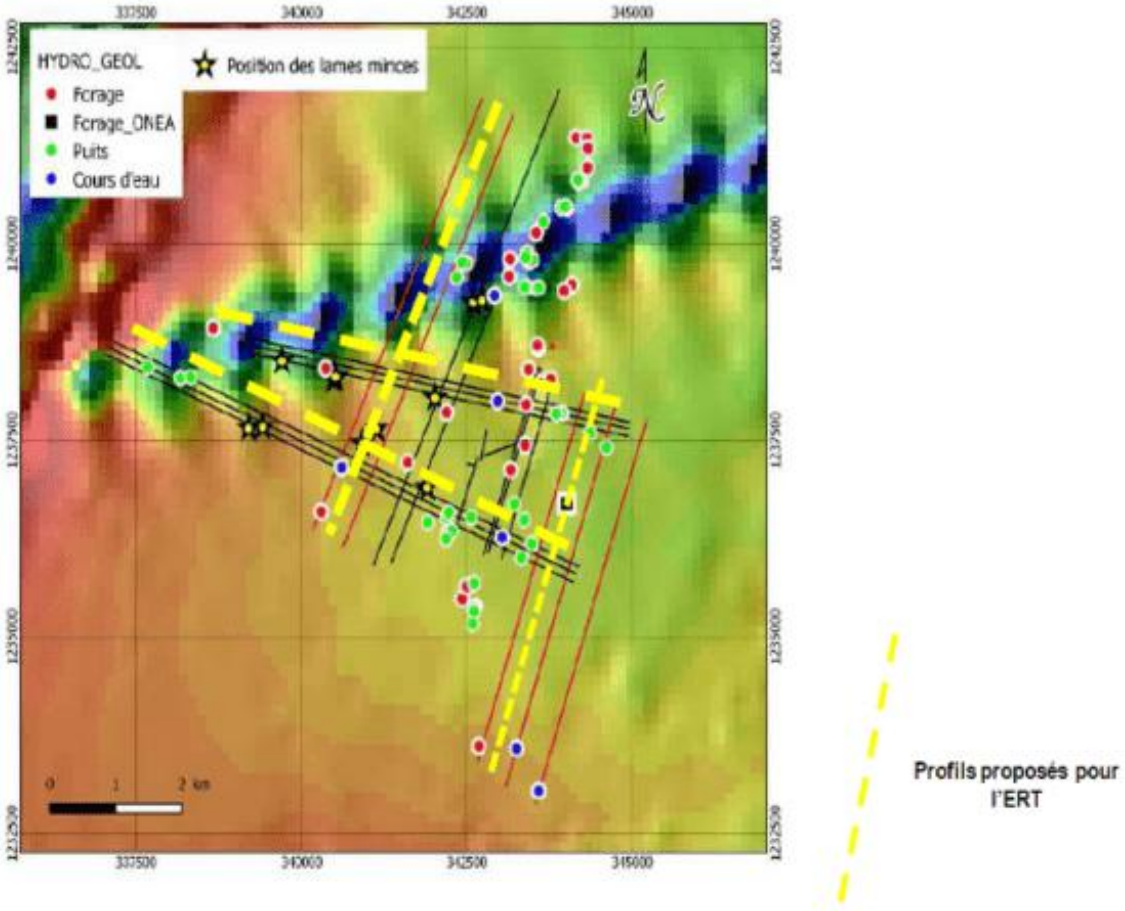
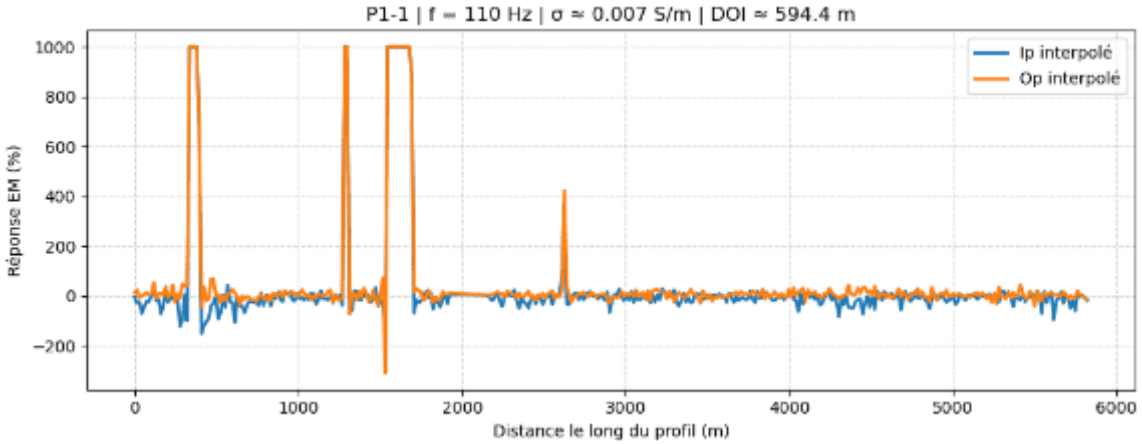
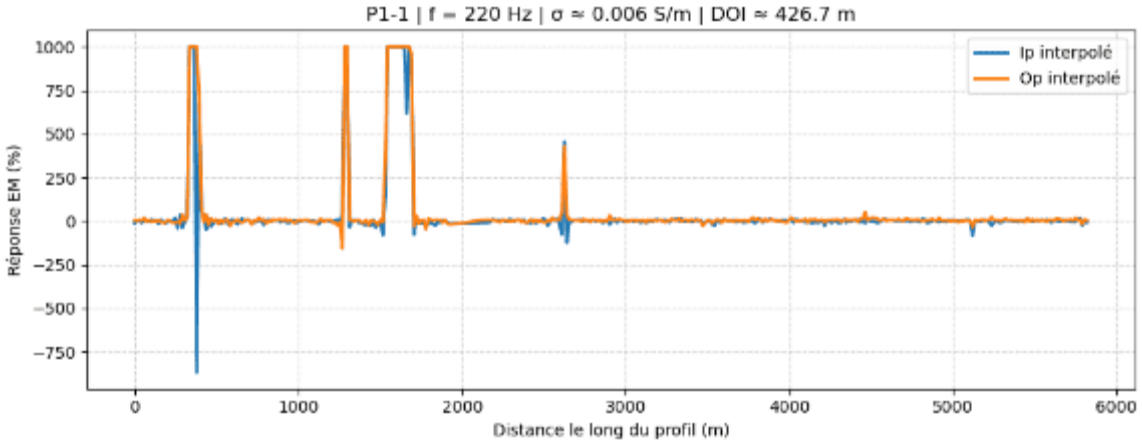
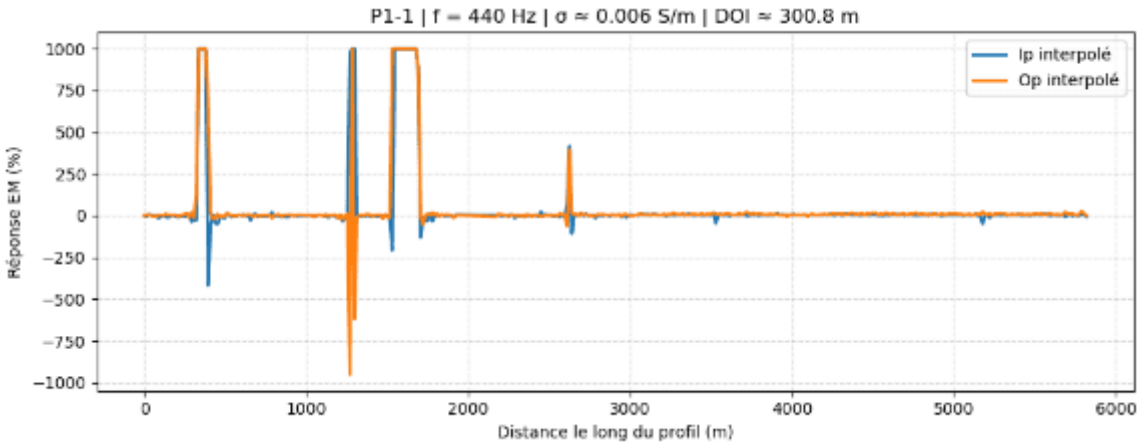


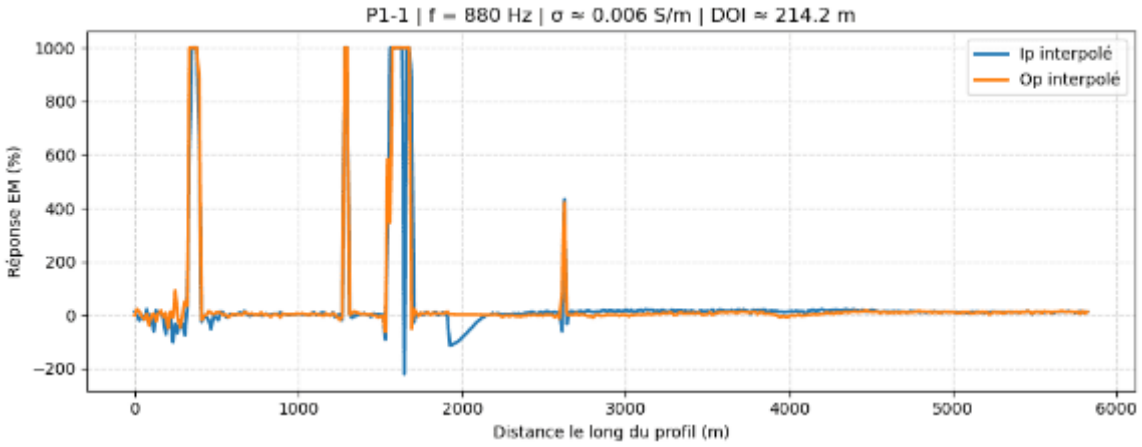
Figure 51: Profils proposés par les études du PAEA à la suite l'électromagnétisme

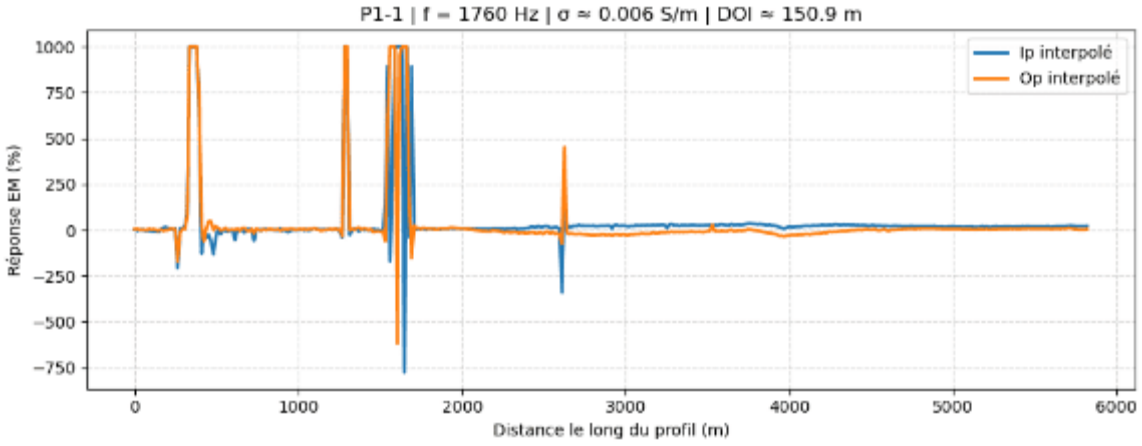
Profils 1D électromagnétiques

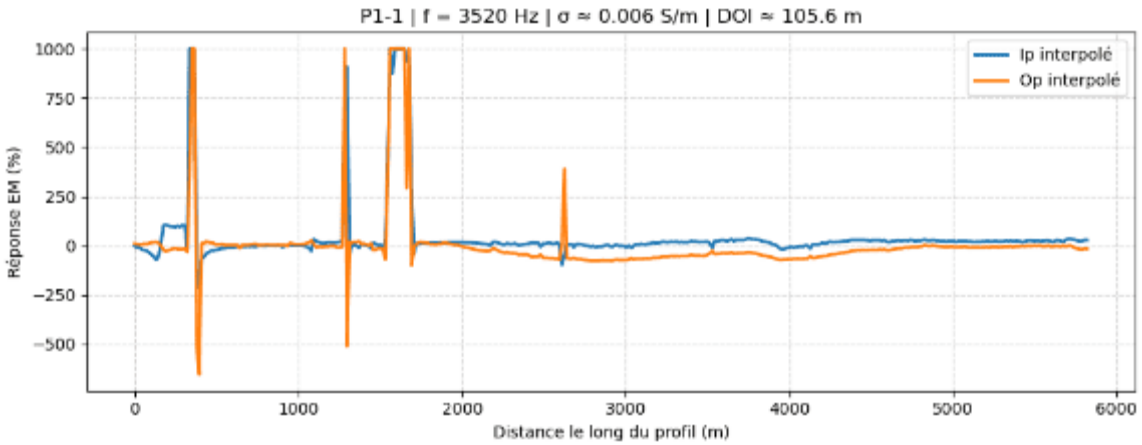


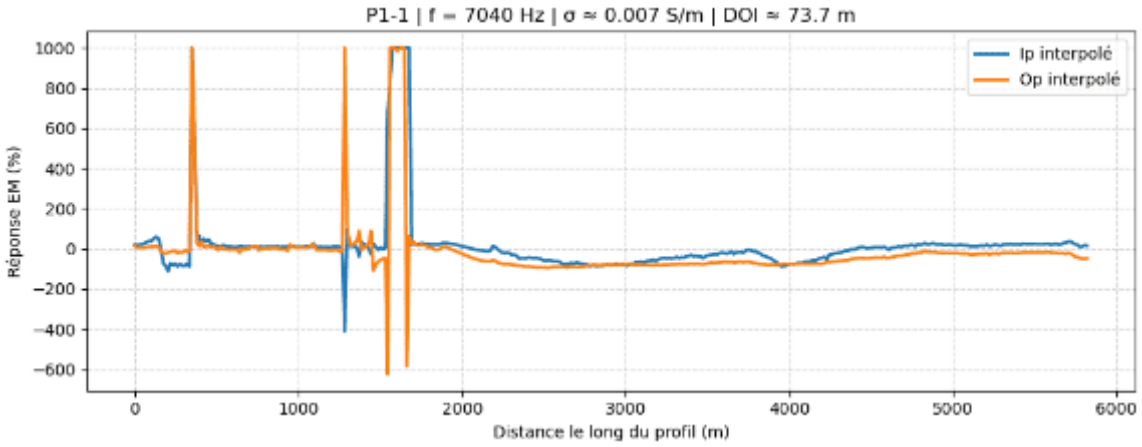


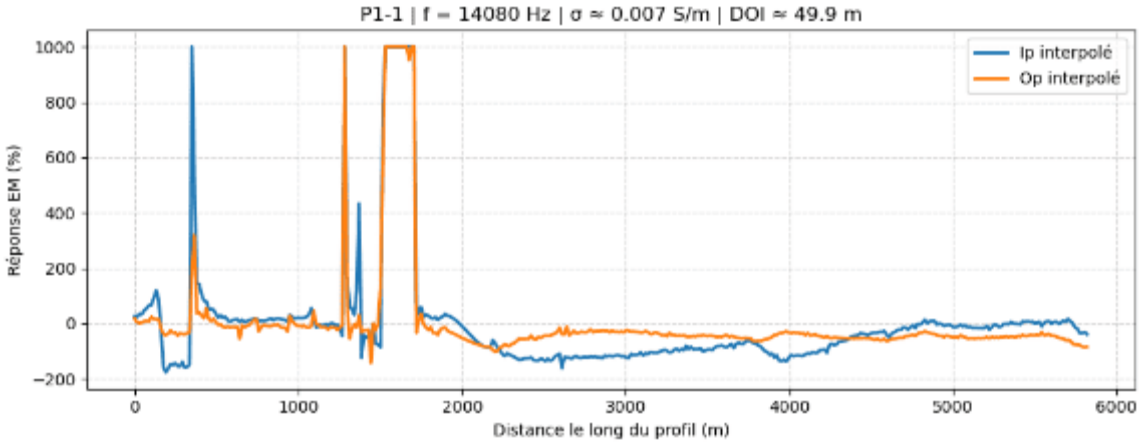

P1-1 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 300.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

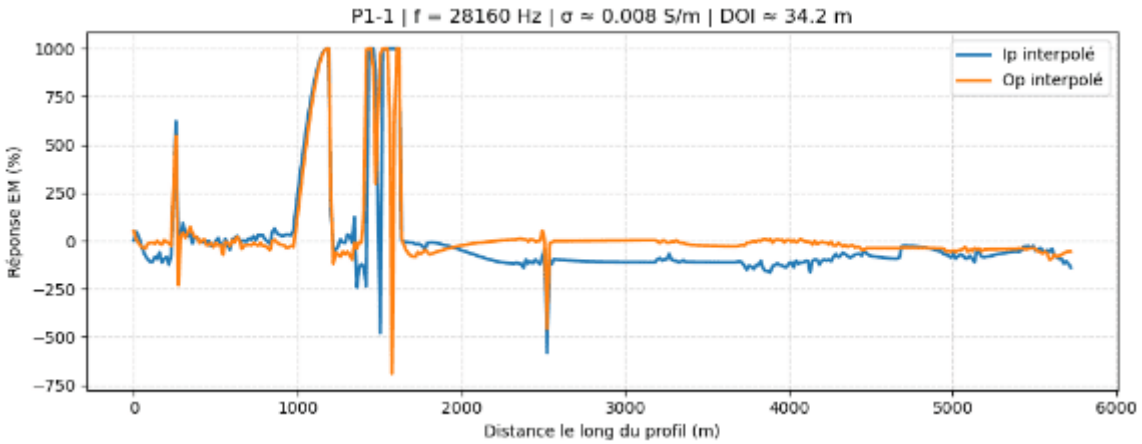

P1-1 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 214.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

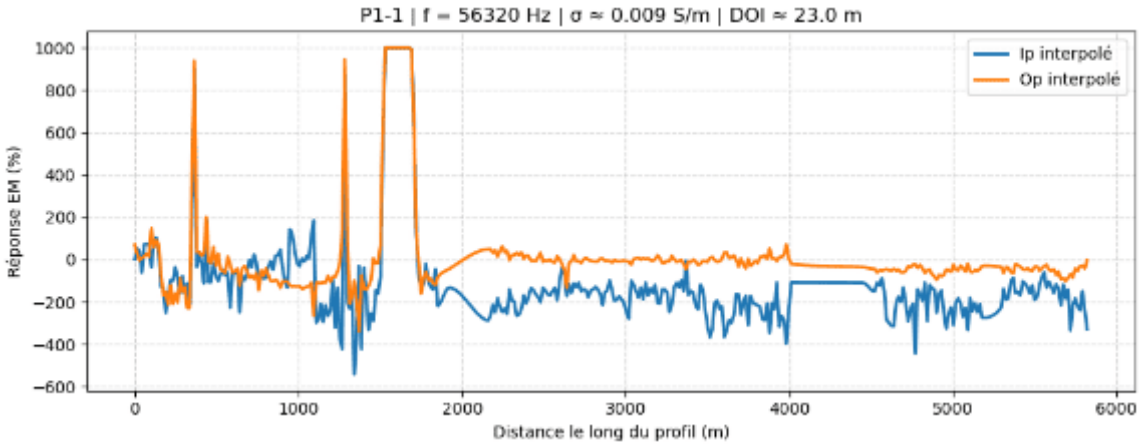

P1-1 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 150.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

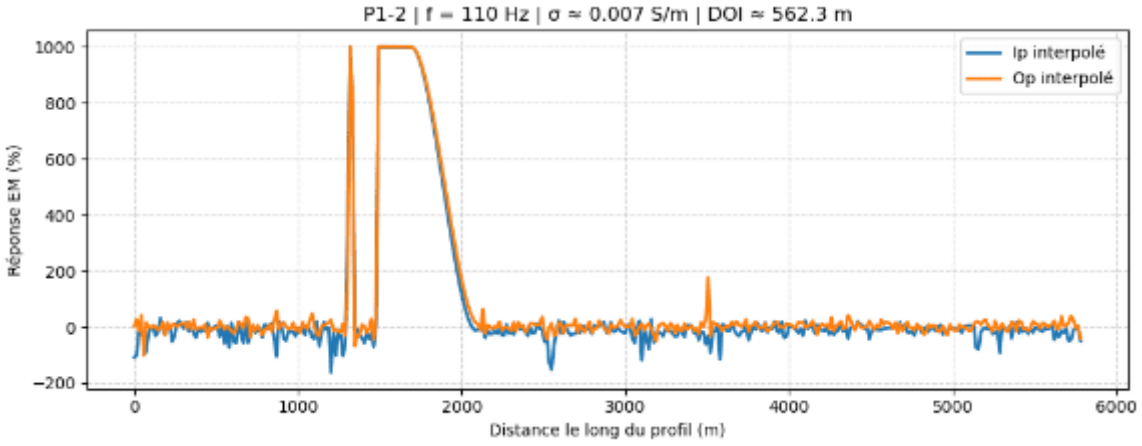

P1-1 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 105.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

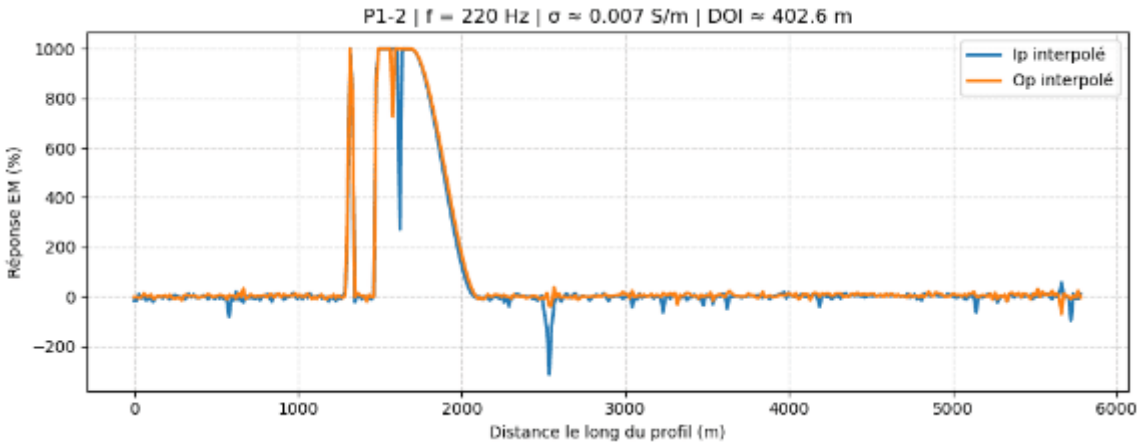

P1-1 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 73.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

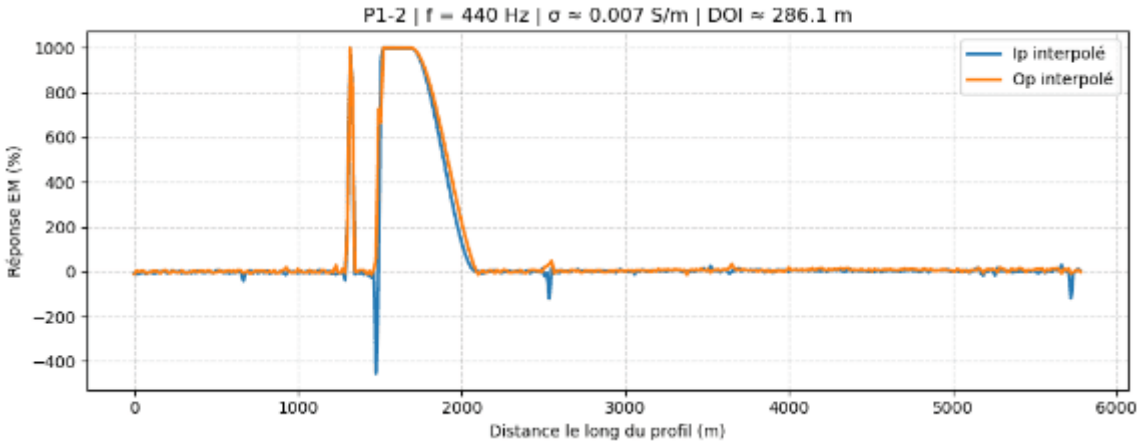

P1-1 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 49.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

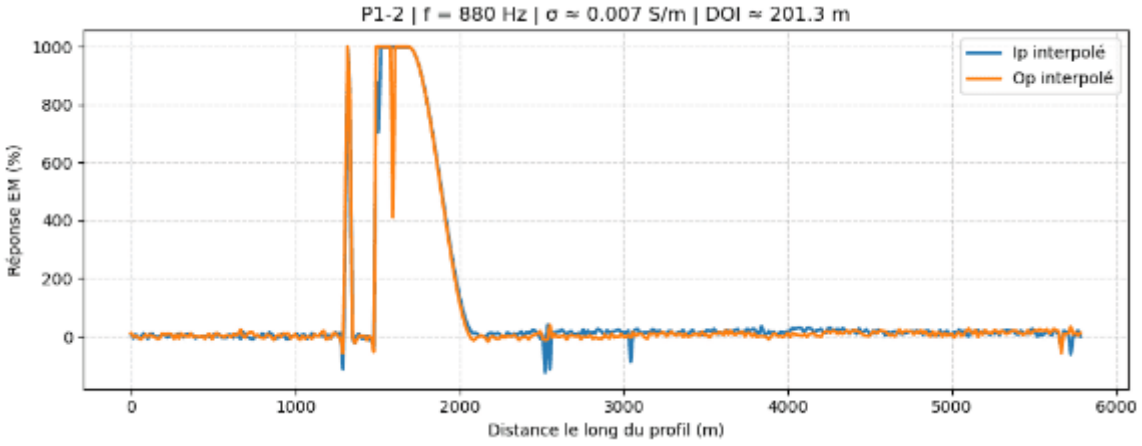

P1-1 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 34.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

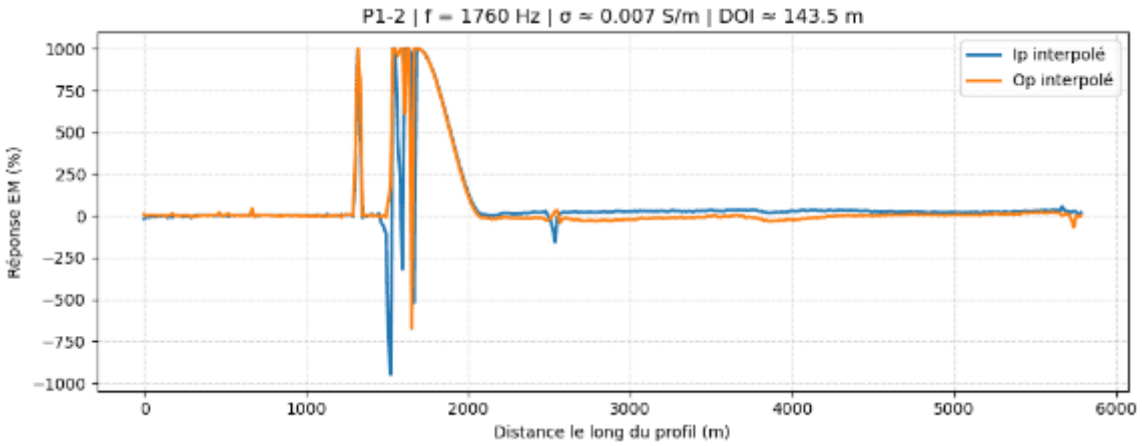

P1-1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.009 S/m | DOI ≈ 23.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

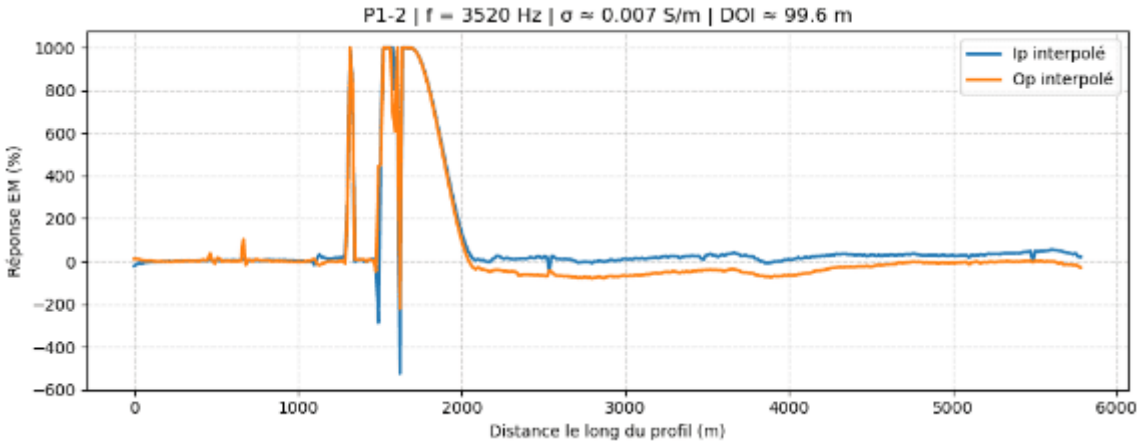

P1-2 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 562.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

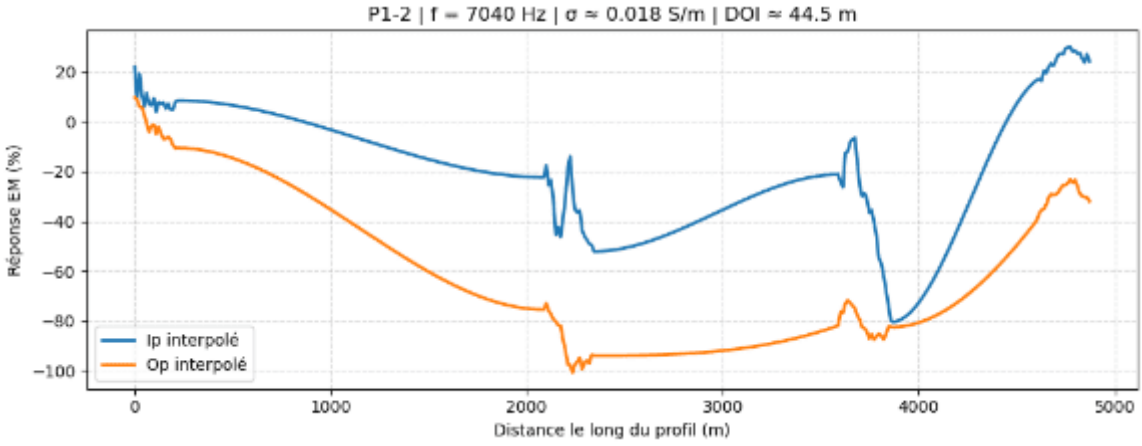

P1-2 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 402.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

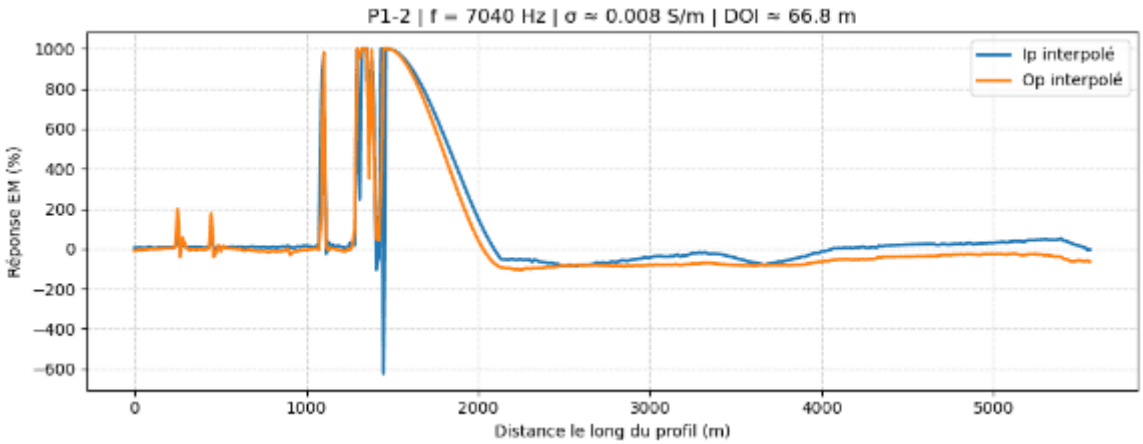

P1-2 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 286.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

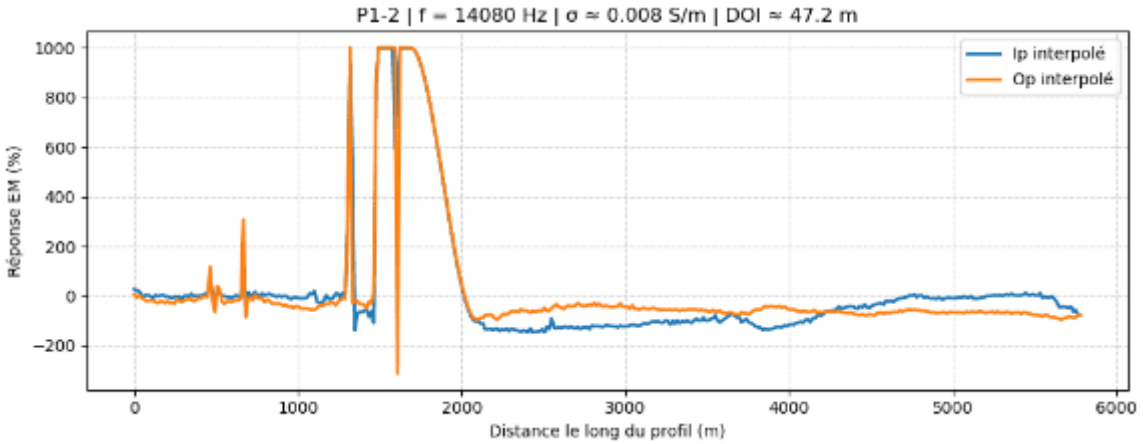

P1-2 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 201.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

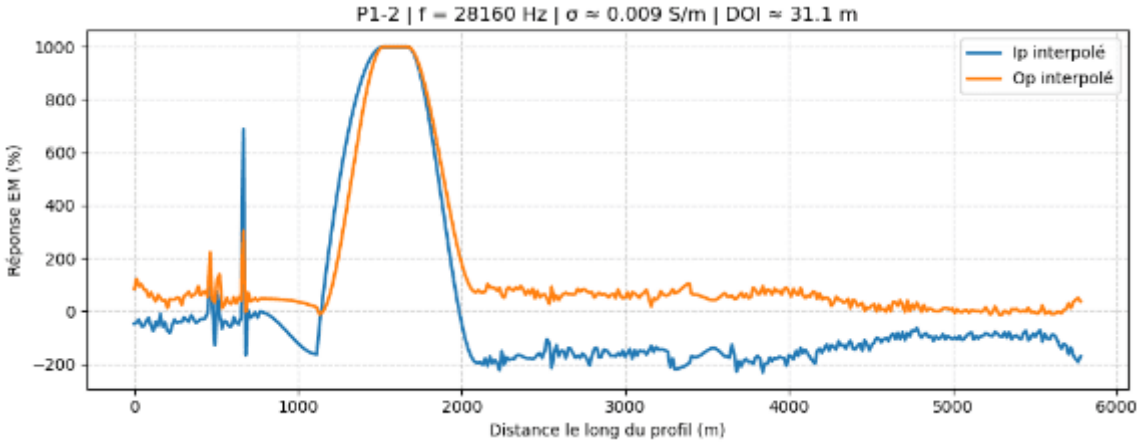

P1-2 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 143.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

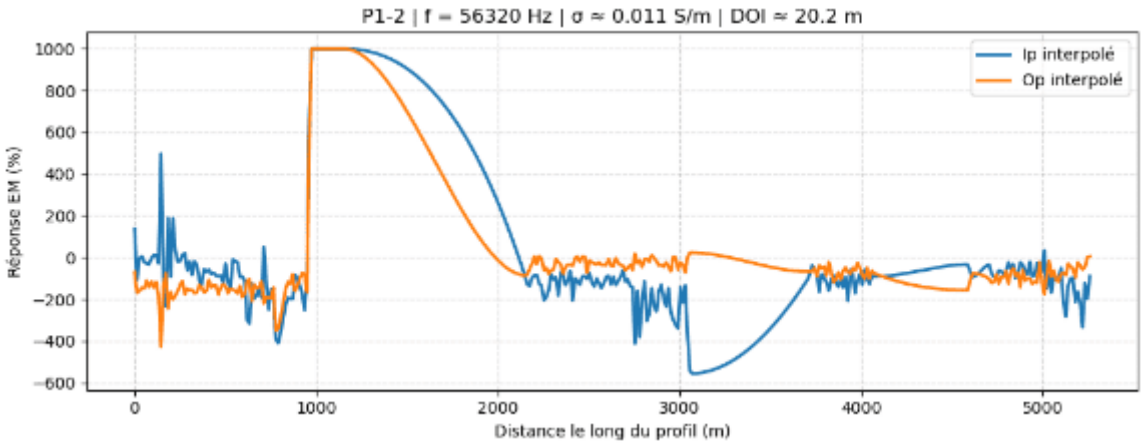

P1-2 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 99.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

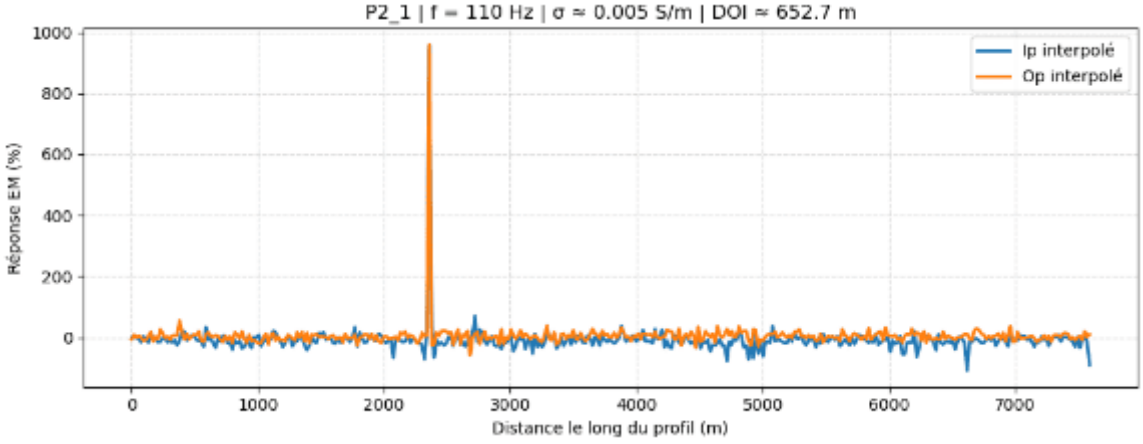

P1-2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 44.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

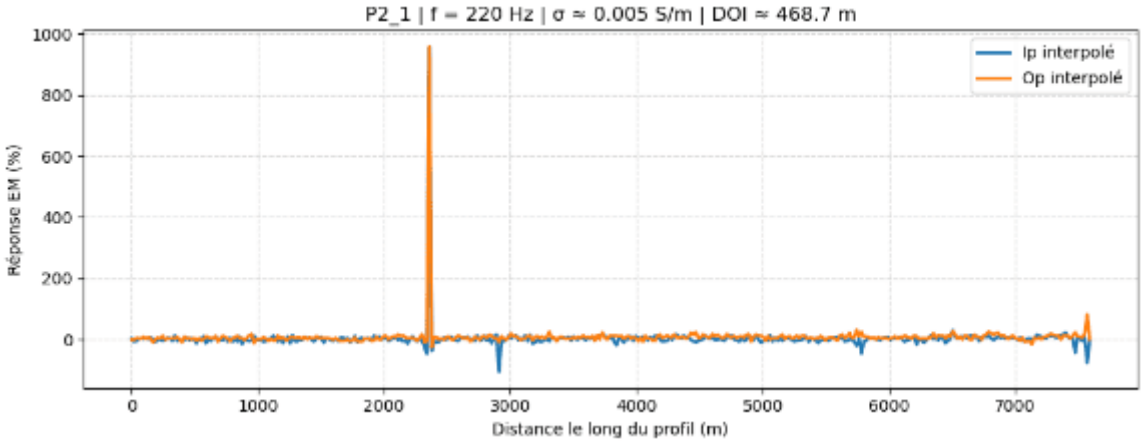

P1-2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 66.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

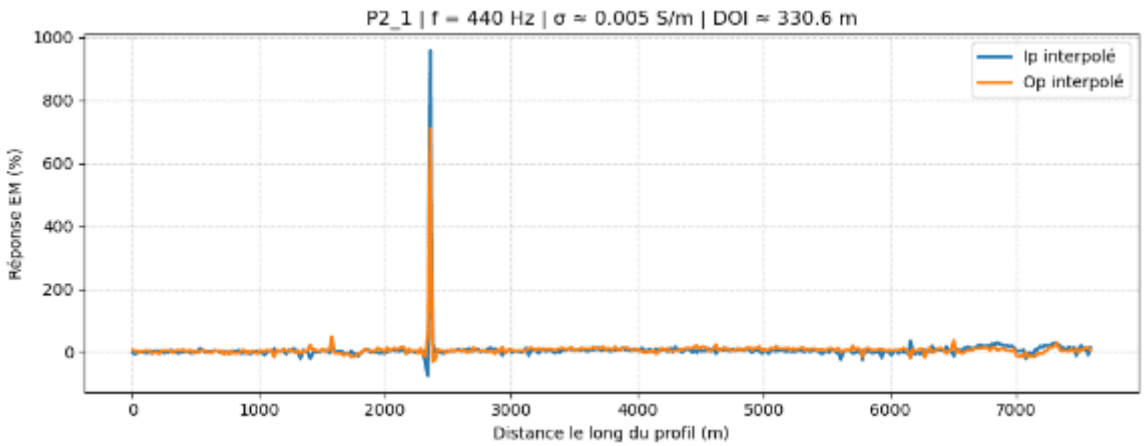

P1-2 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 47.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

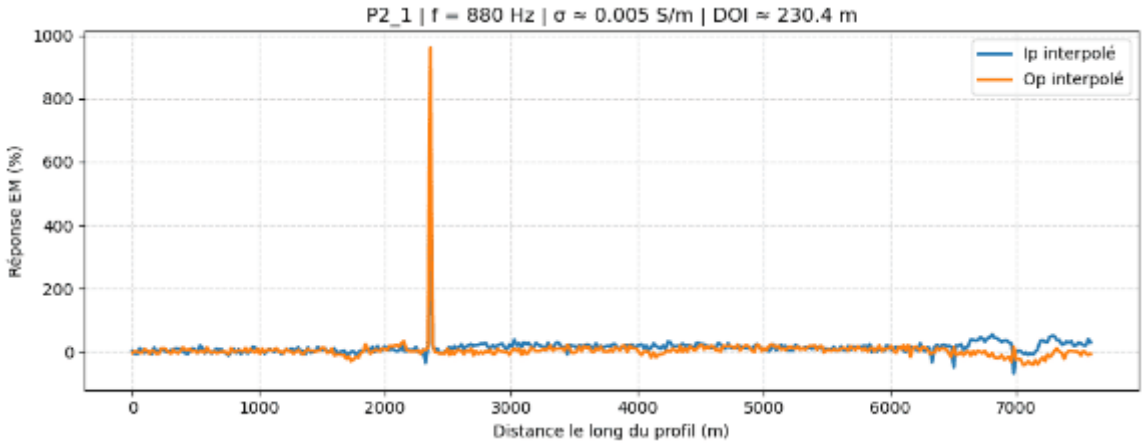

P1-2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.009 S/m | DOI ≈ 31.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

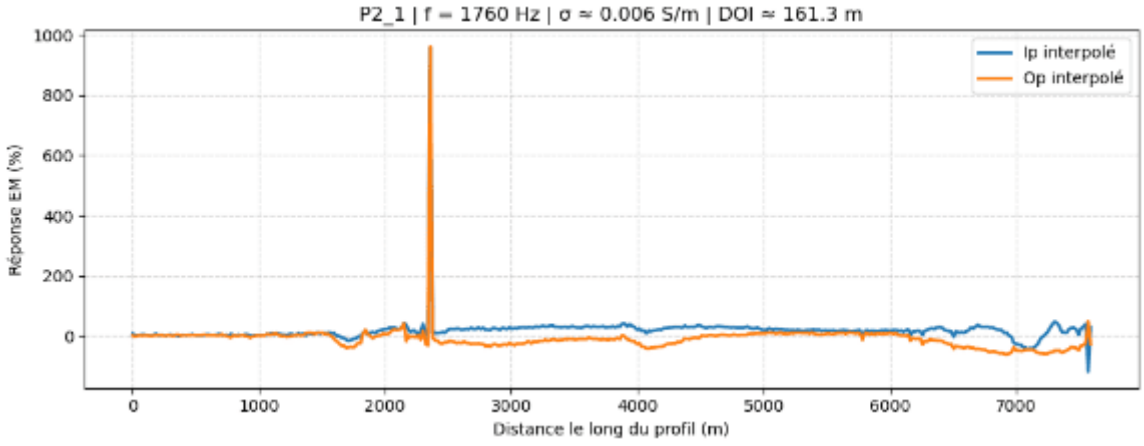

P1-2 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 20.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

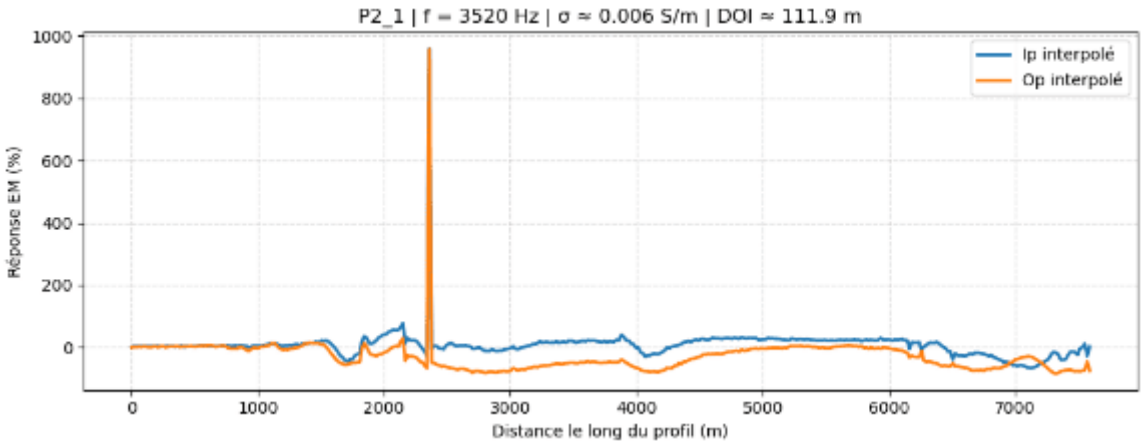

P2_1 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 652.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

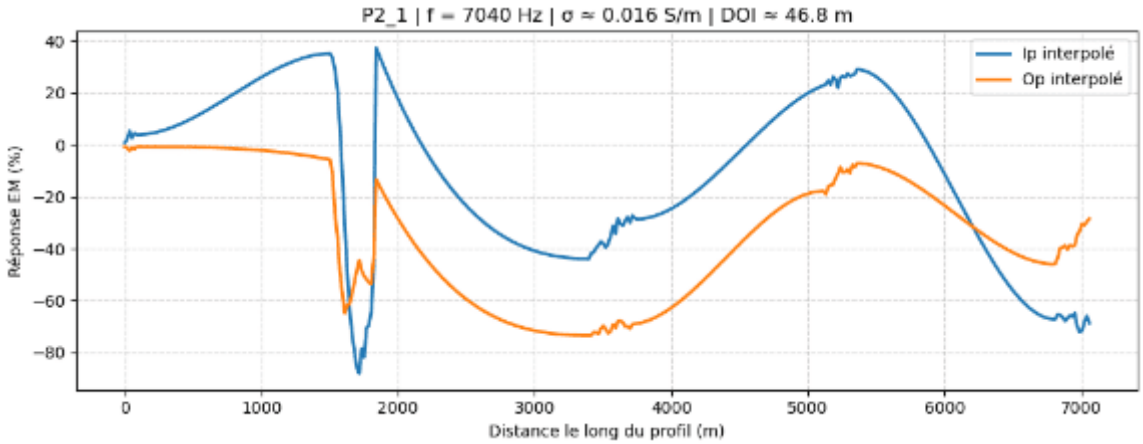

P2_1 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 468.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

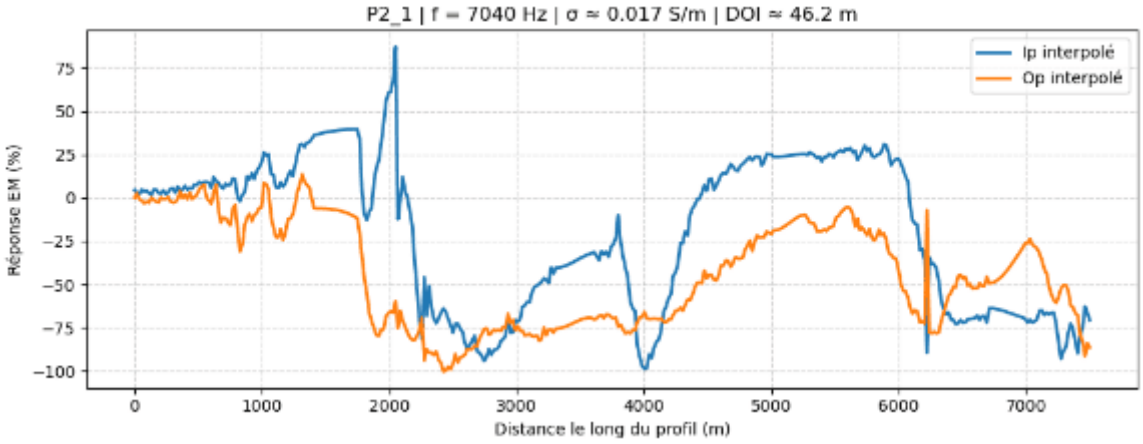

P2_1 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 330.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

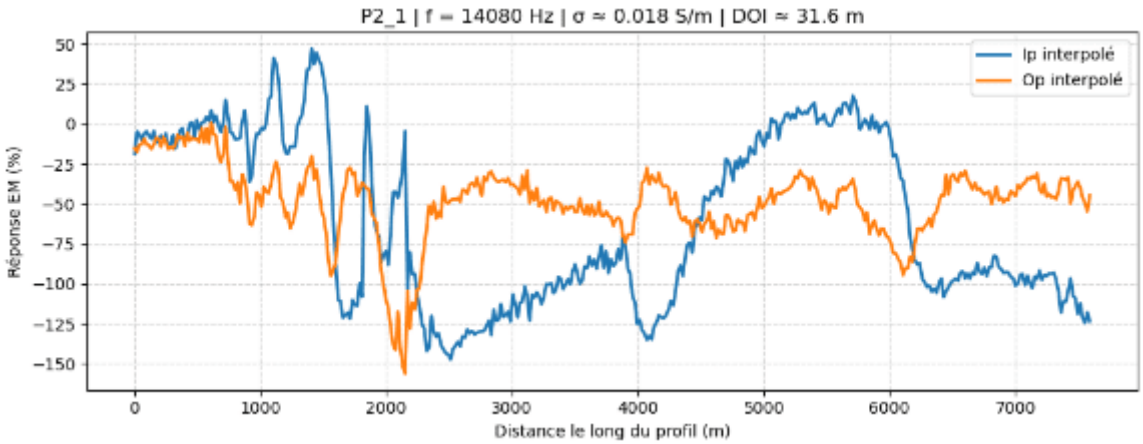

P2_1 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 230.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

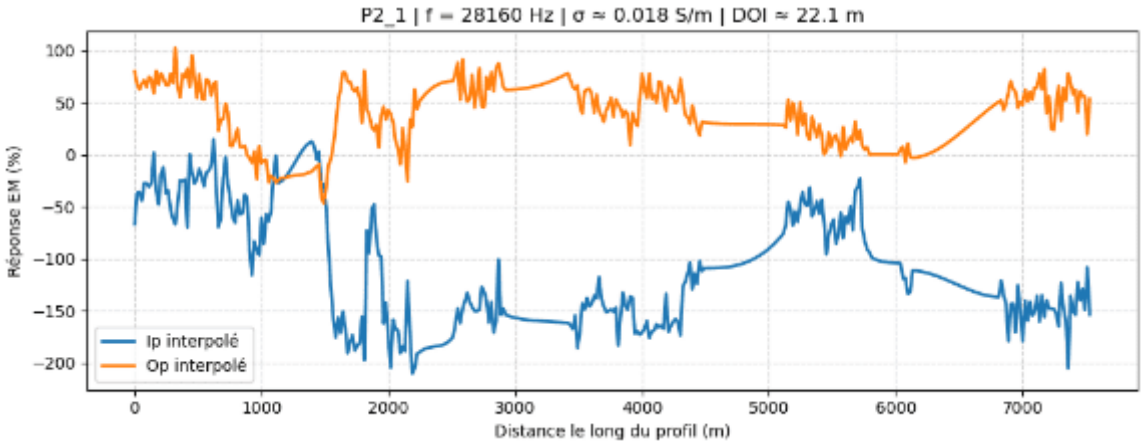

P2_1 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 161.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

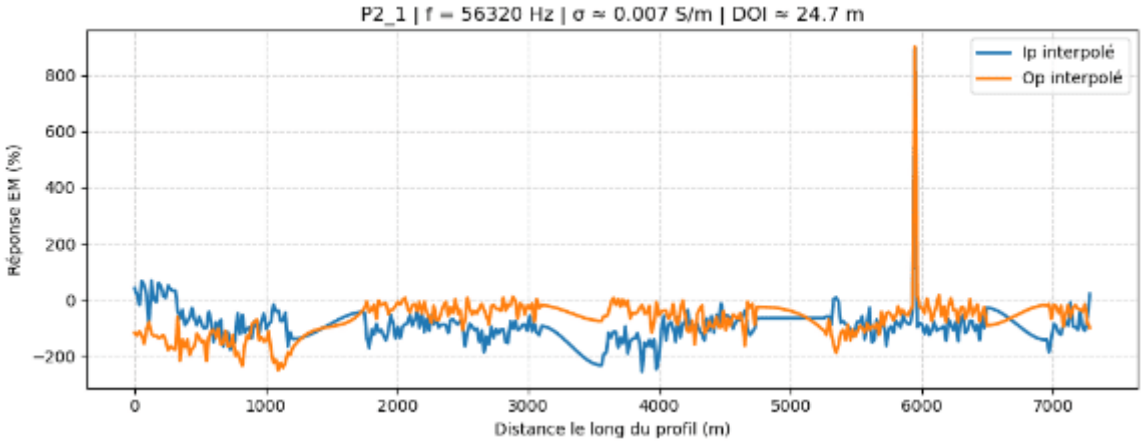

P2_1 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 111.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

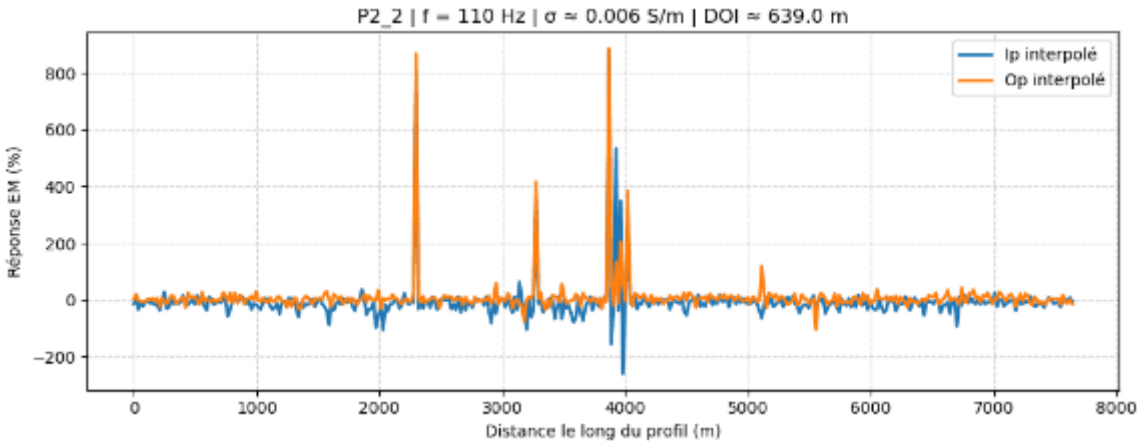

P2_1 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.016 S/m | DOI ≈ 46.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

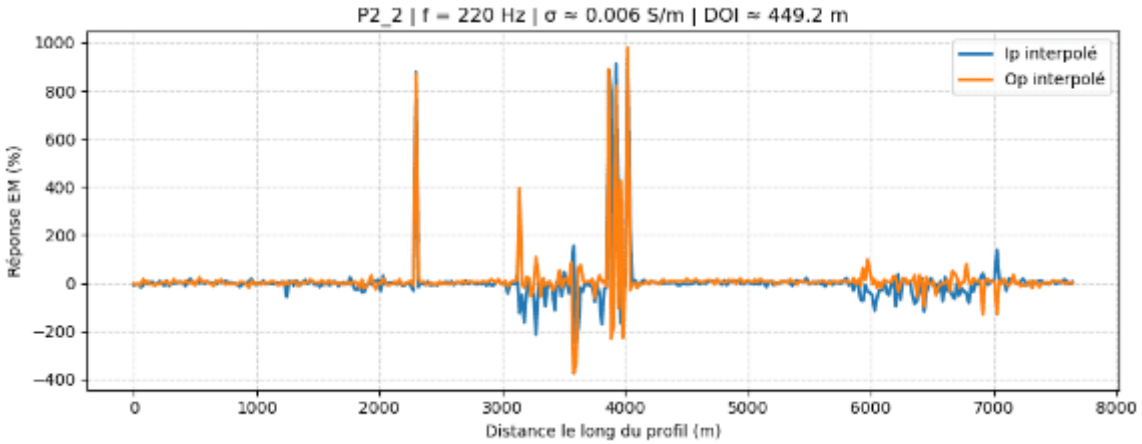

P2_1 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 46.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

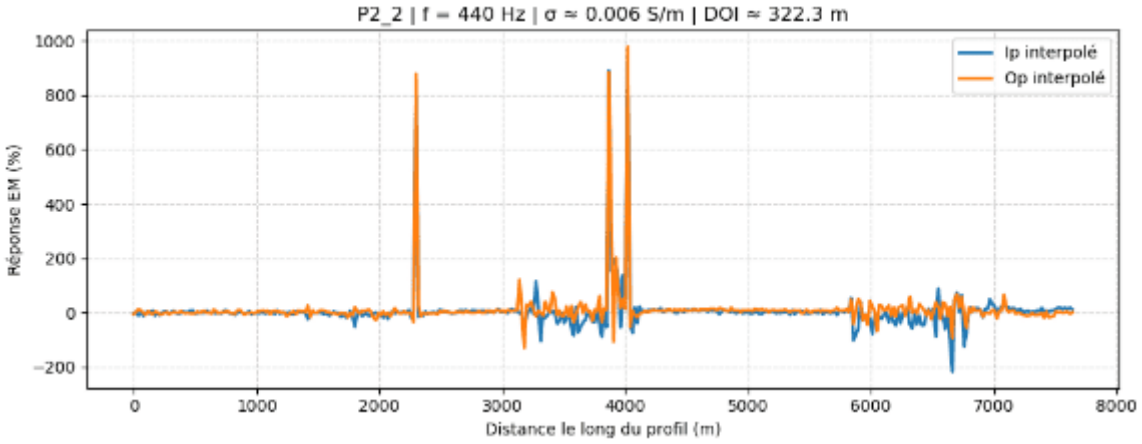

P2_1 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 31.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

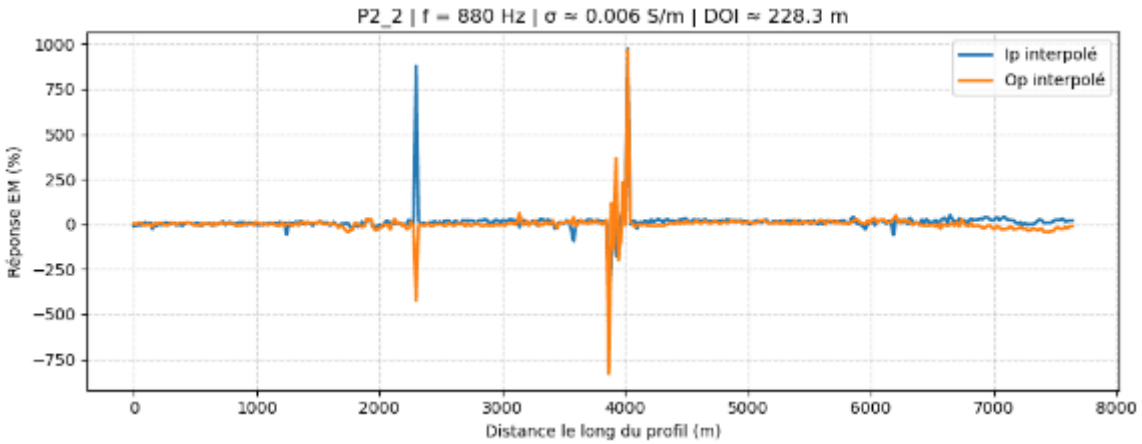

P2_1 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 22.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

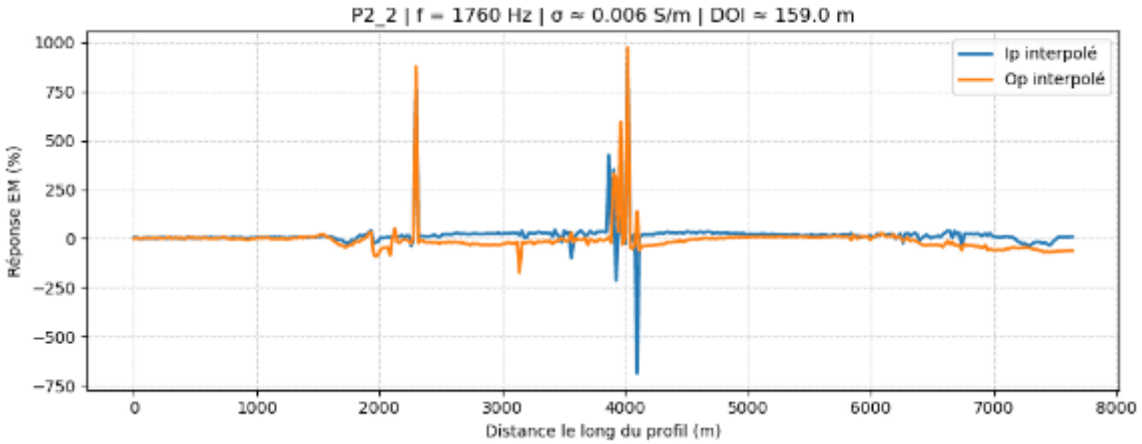

P2_1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 24.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

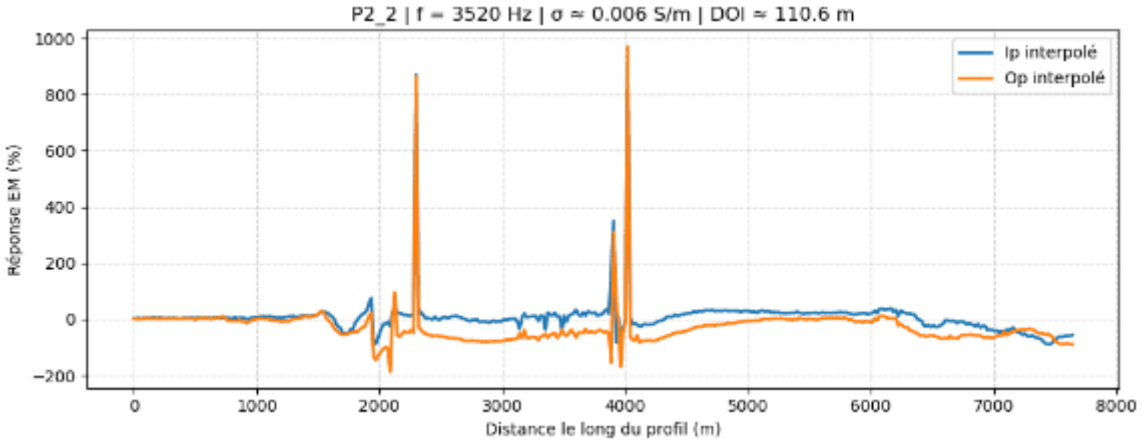

P2_2 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 639.0 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

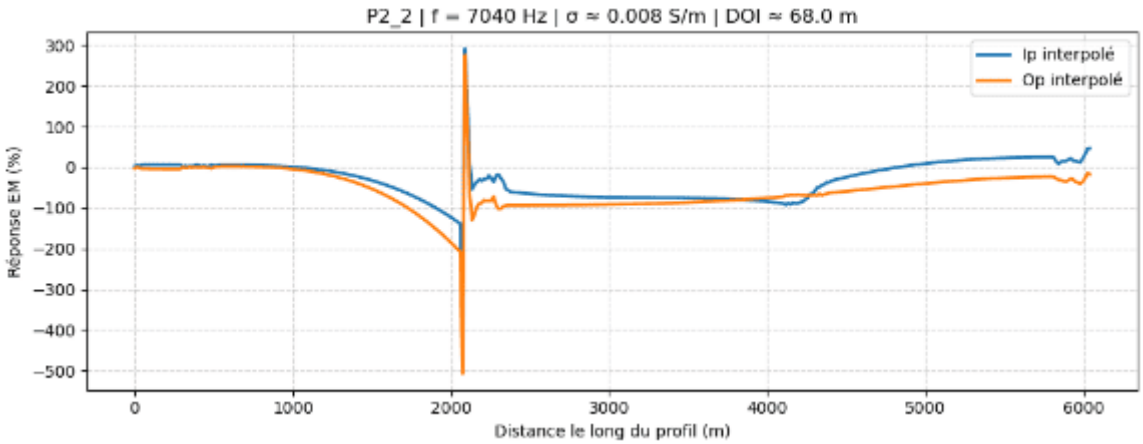

P2_2 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 449.2 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

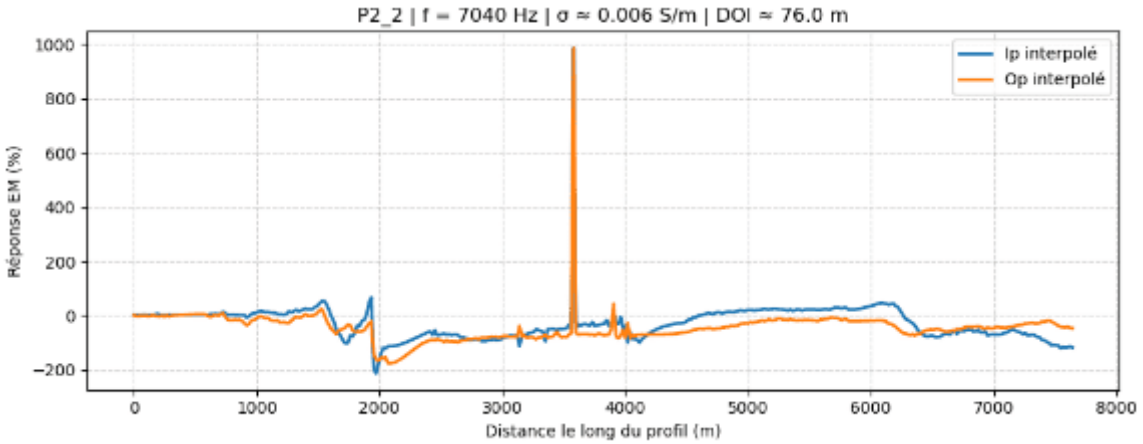

P2_2 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 322.3 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

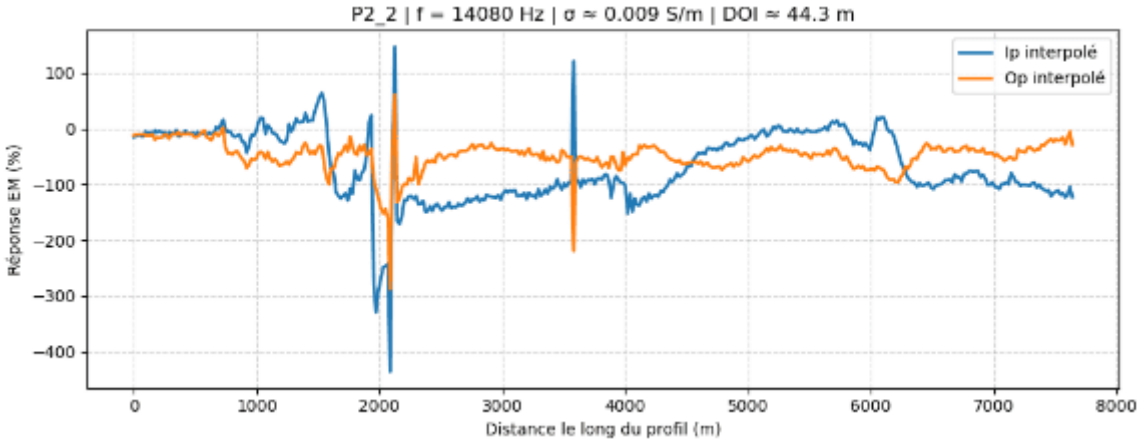

P2_2 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 228.3 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

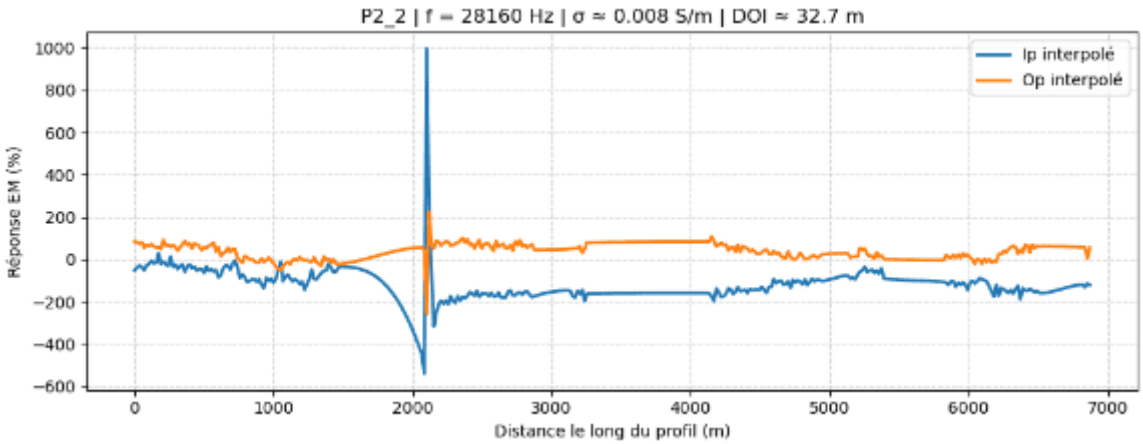

P2_2 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 159.0 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

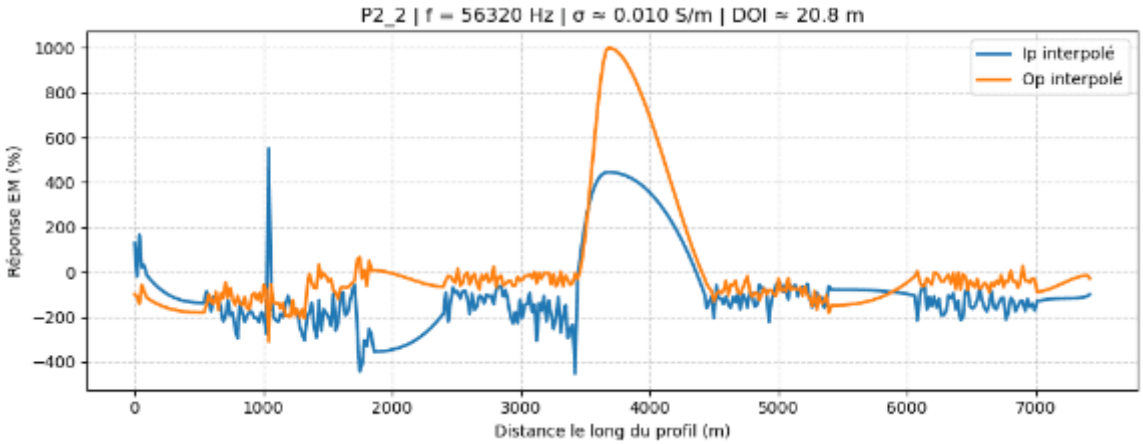

P2_2 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 110.6 m
Ip interpolé
Qp interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

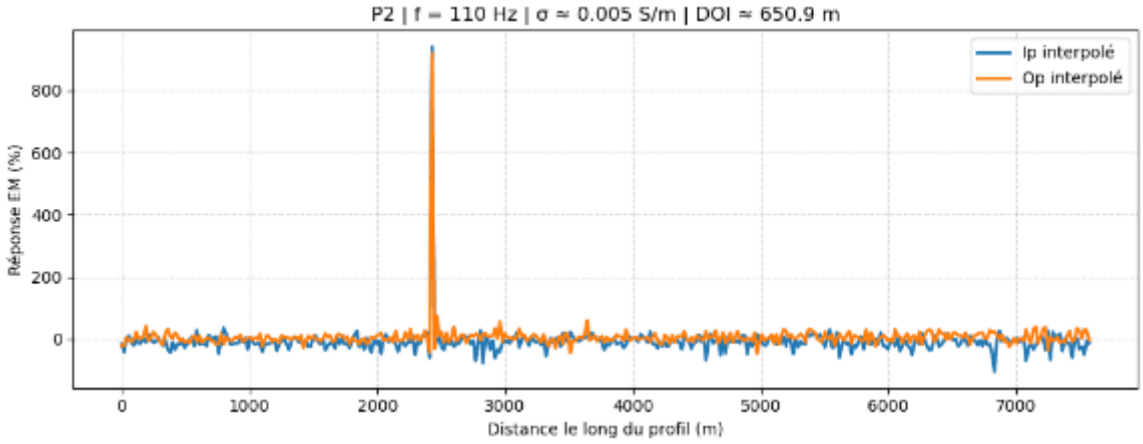

P2_2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 68.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

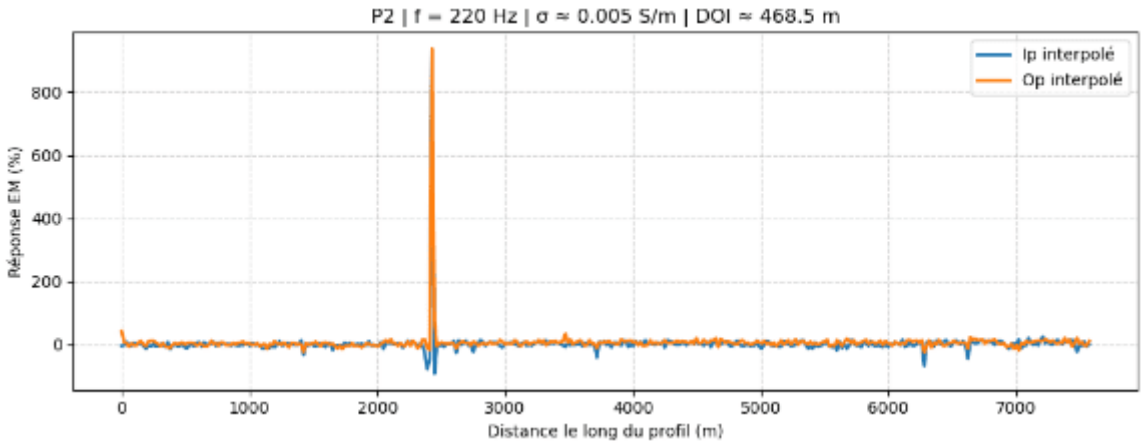

P2_2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 76.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

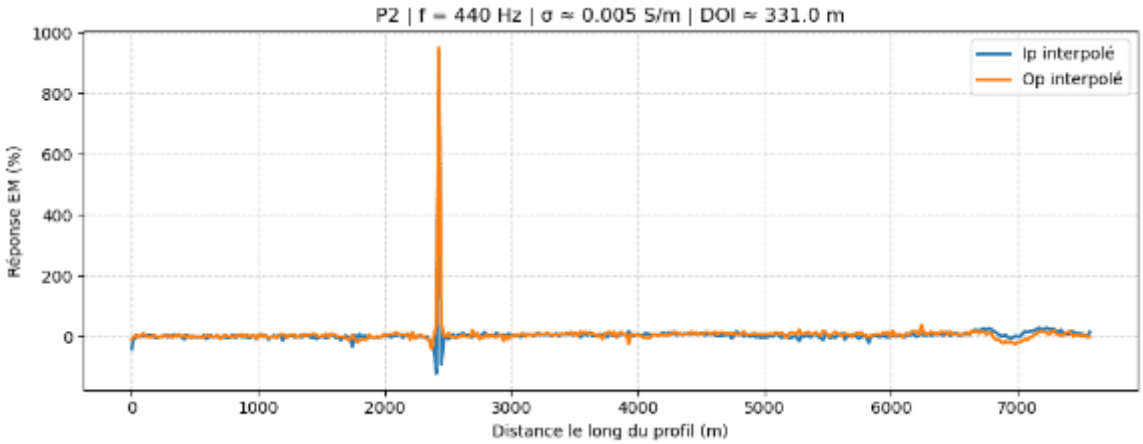

P2_2 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.009 S/m | DOI ≈ 44.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

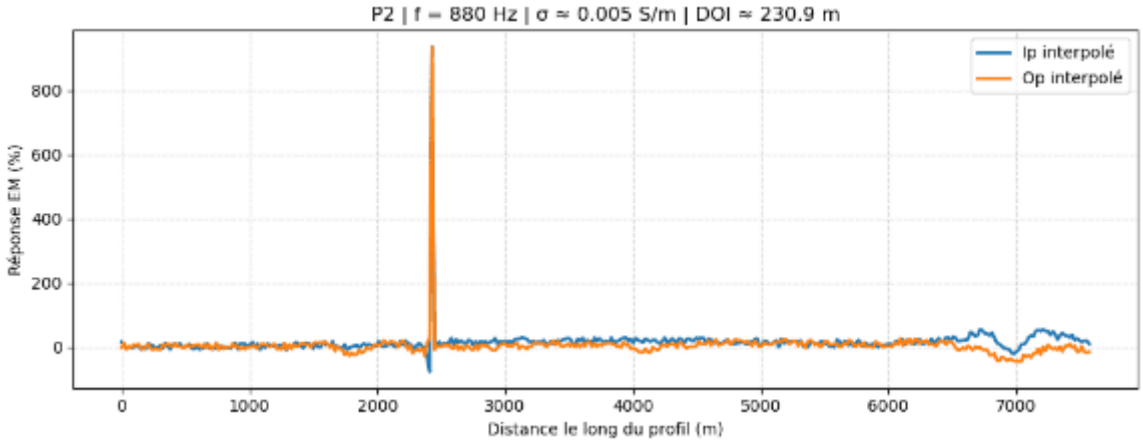

P2_2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 32.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

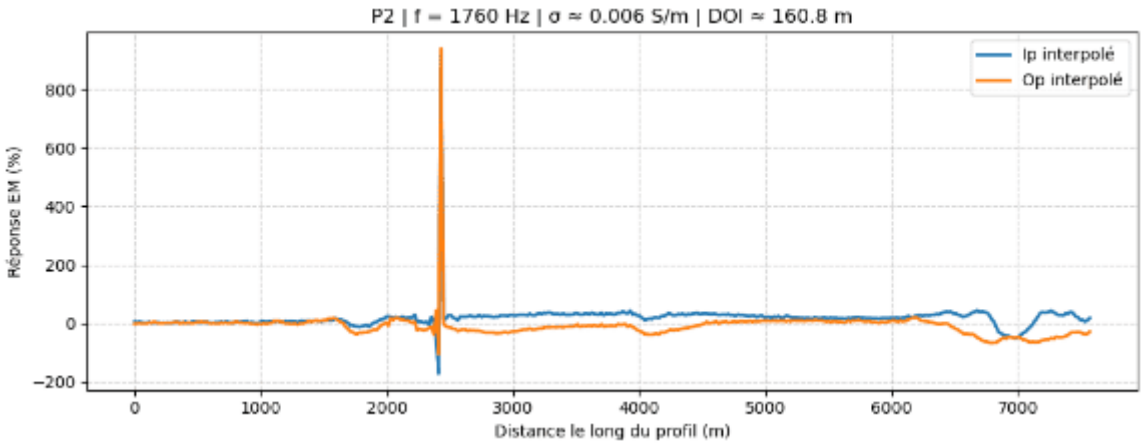

P2_2 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 20.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

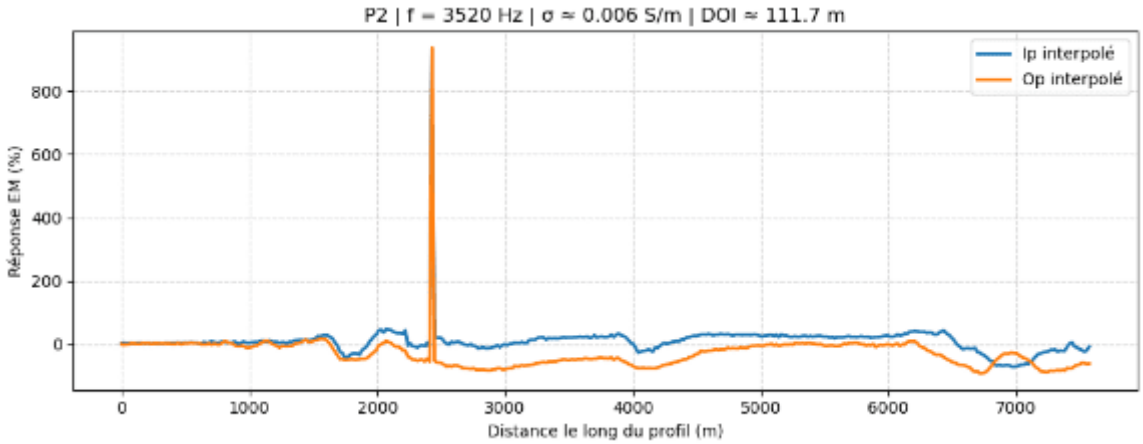

P2 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 650.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

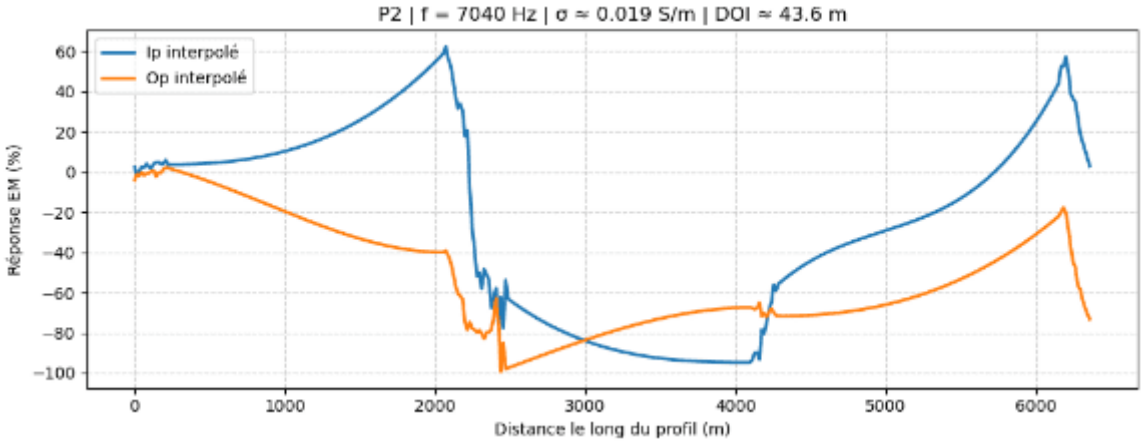

P2 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 468.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

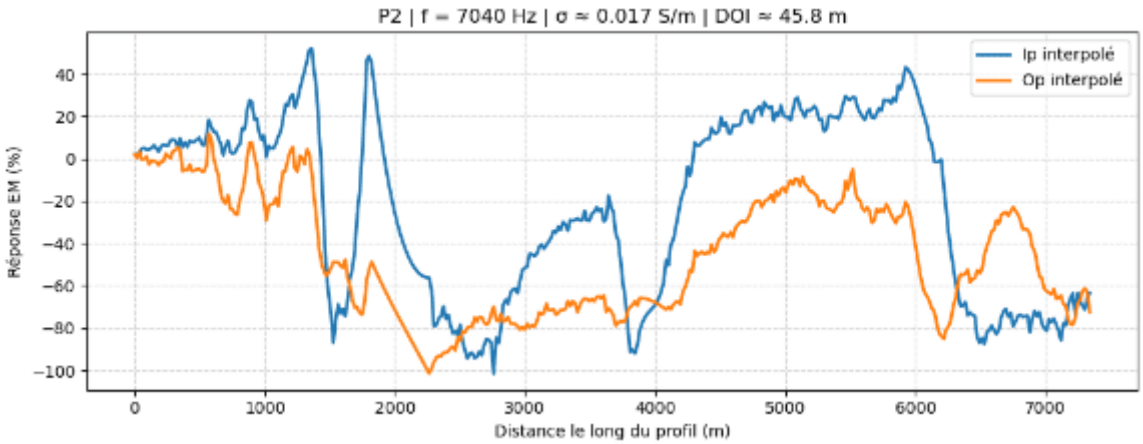

P2 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 331.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

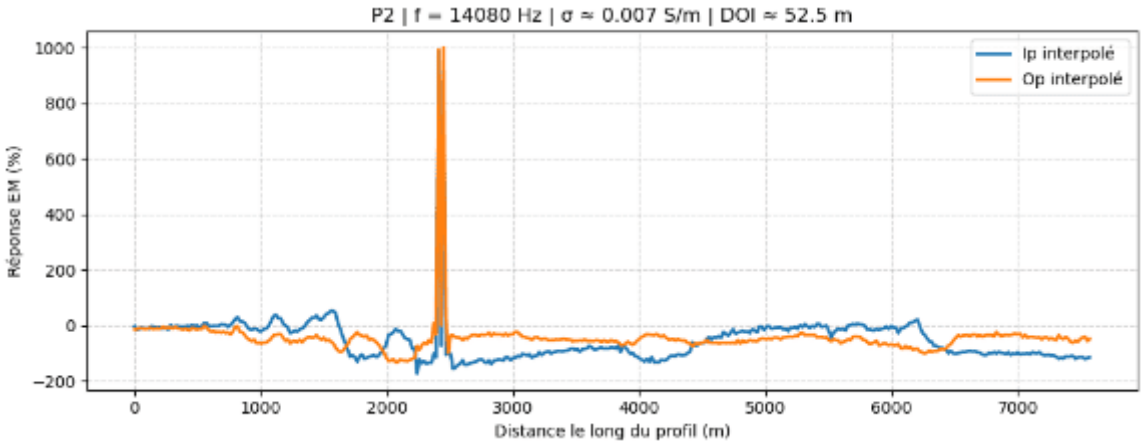

P2 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 230.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

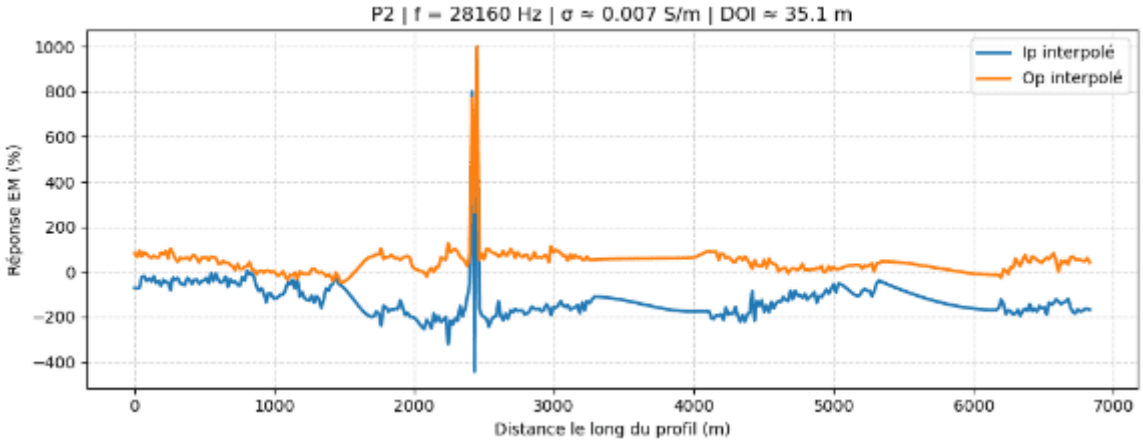

P2 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 160.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

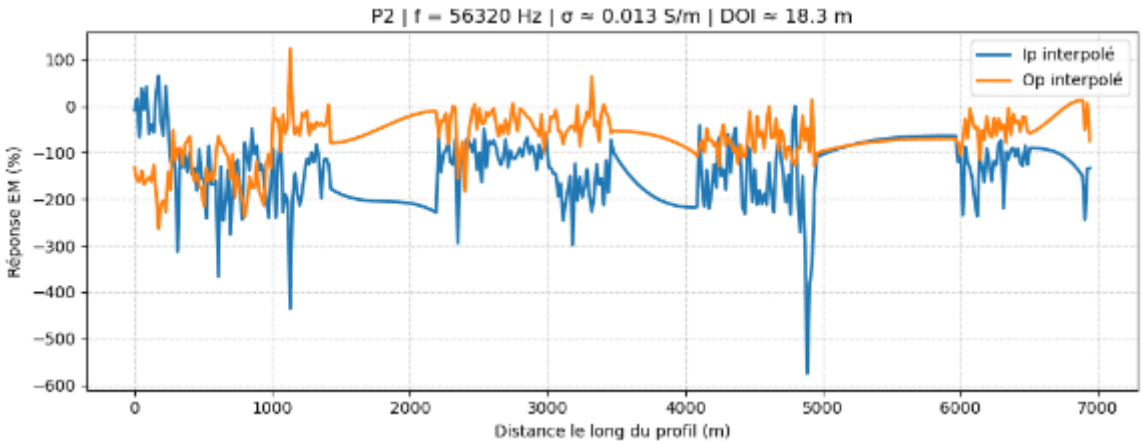

P2 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 111.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

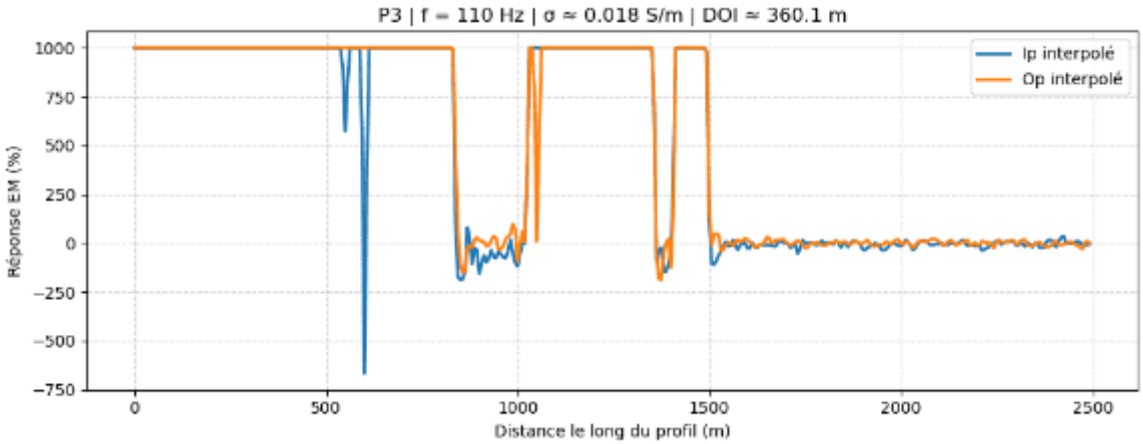

P2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 43.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

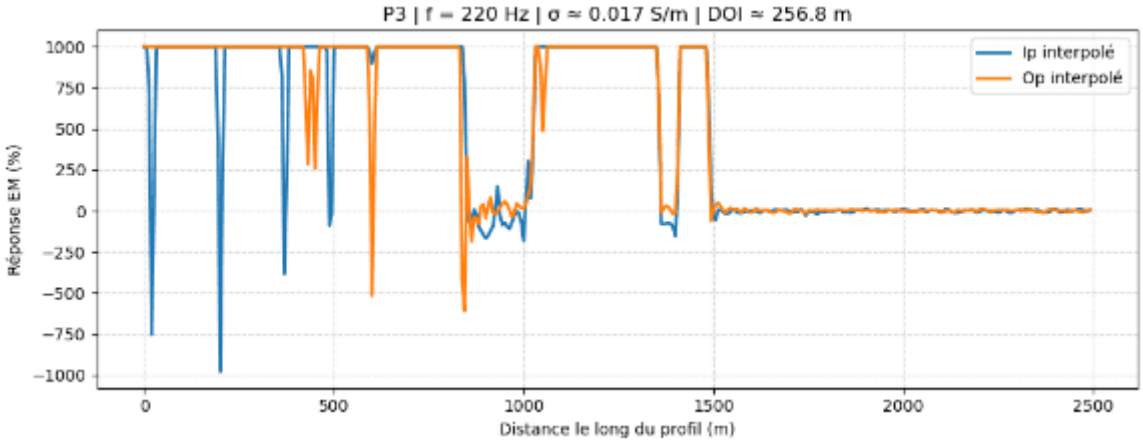

P2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 45.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

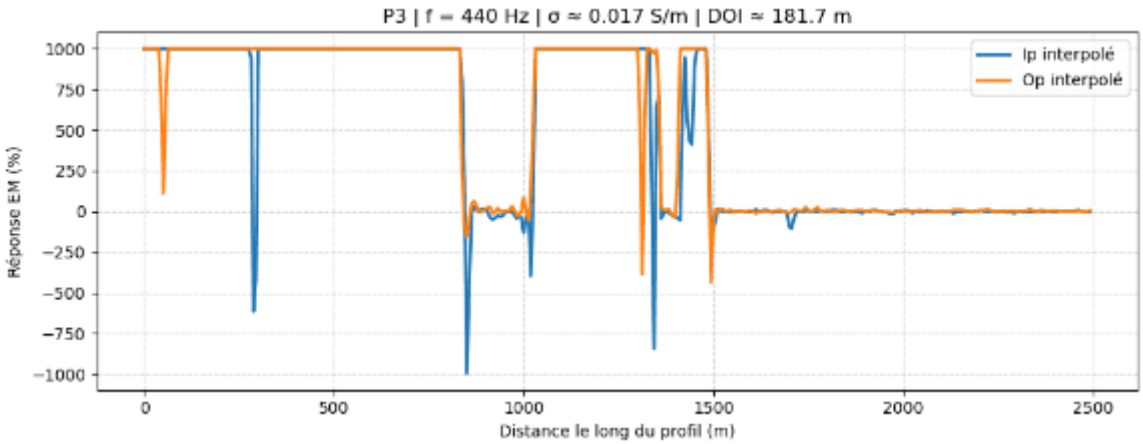

P2 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 52.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

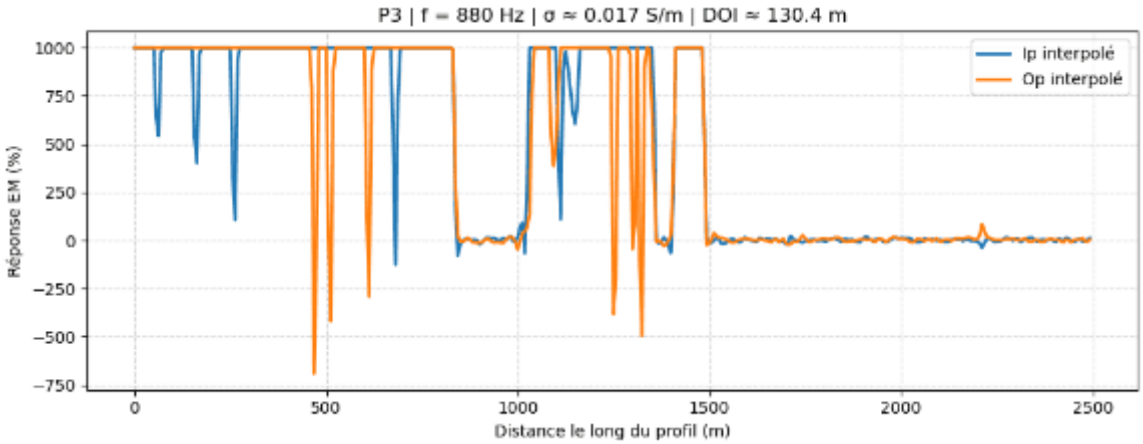

P2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 35.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

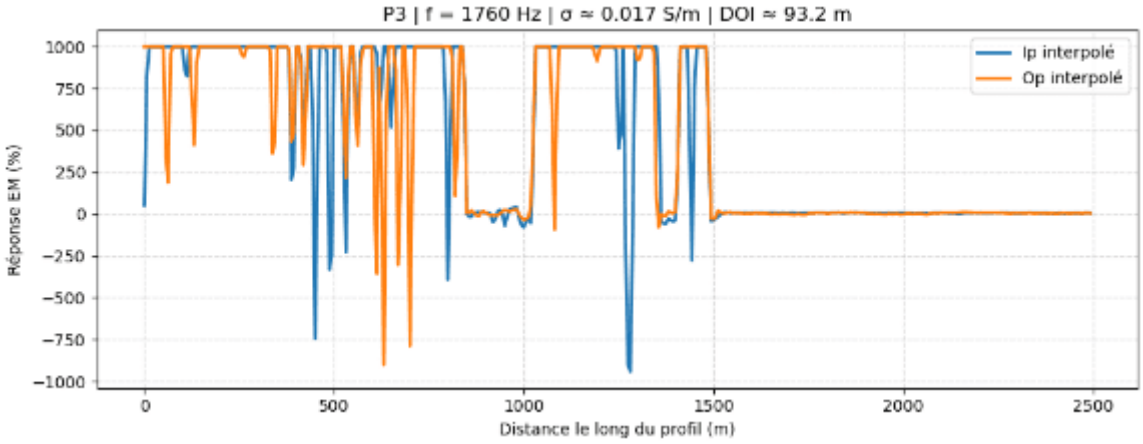

P2 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.013 S/m | DOI ≈ 18.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

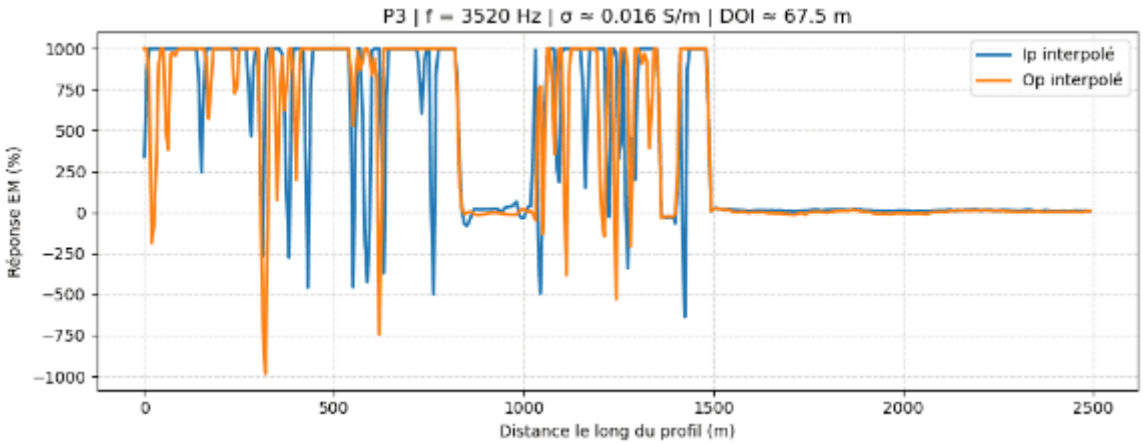

P3 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 360.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

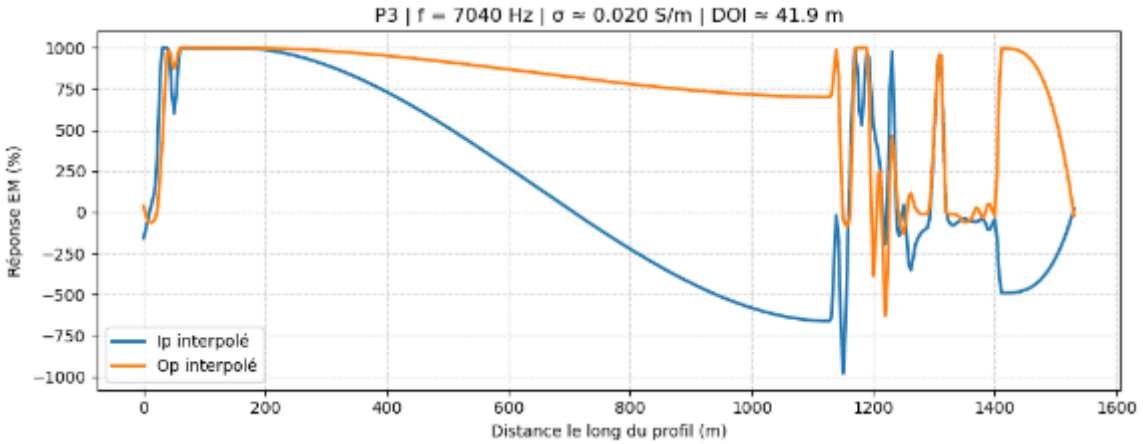

P3 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 256.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

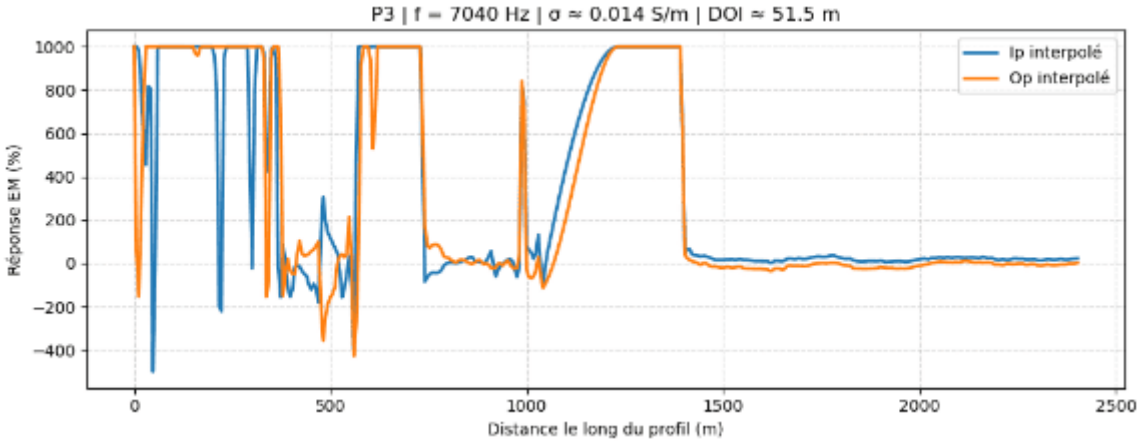

P3 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 181.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

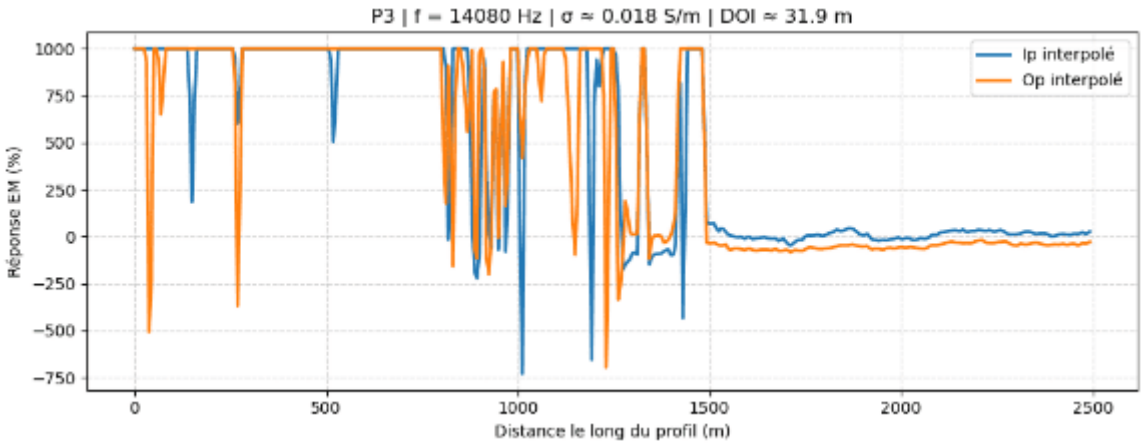

P3 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 130.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

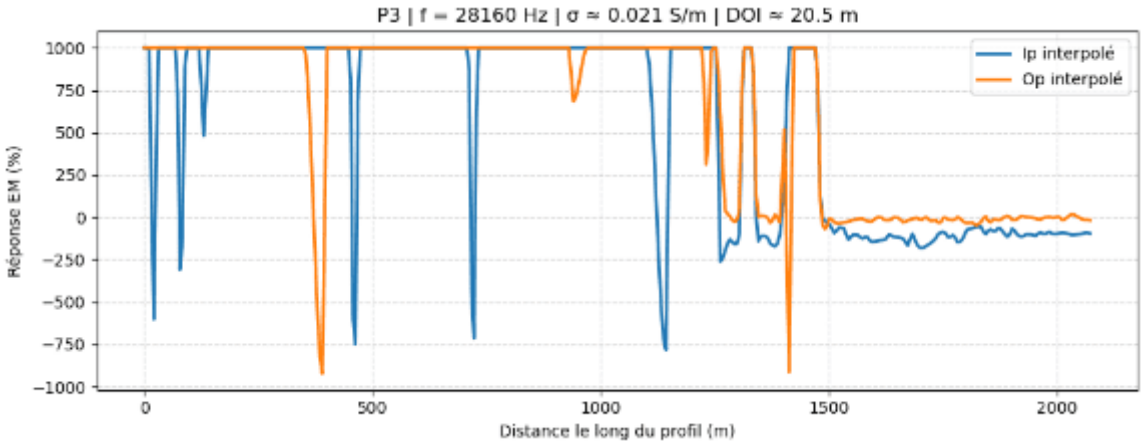

P3 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 93.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

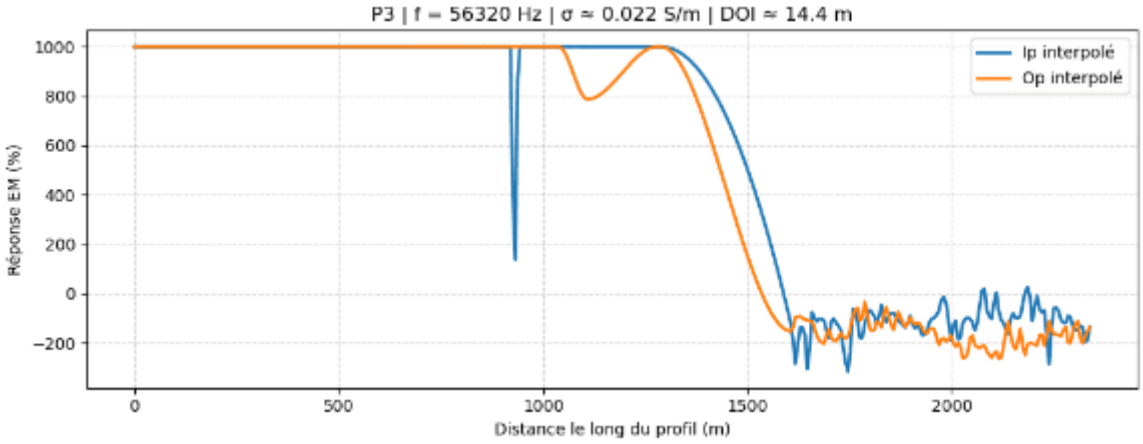

P3 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.016 S/m | DOI ≈ 67.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

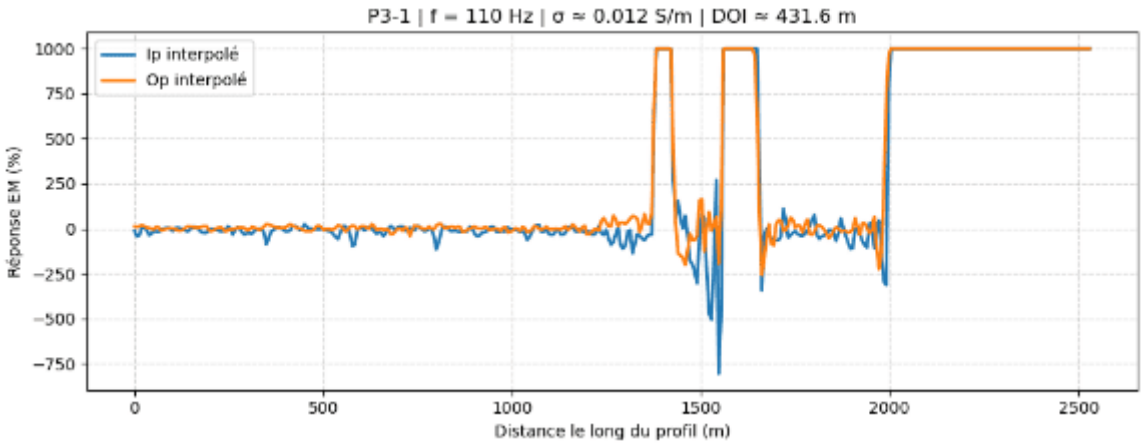

P3 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.020 S/m | DOI ≈ 41.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

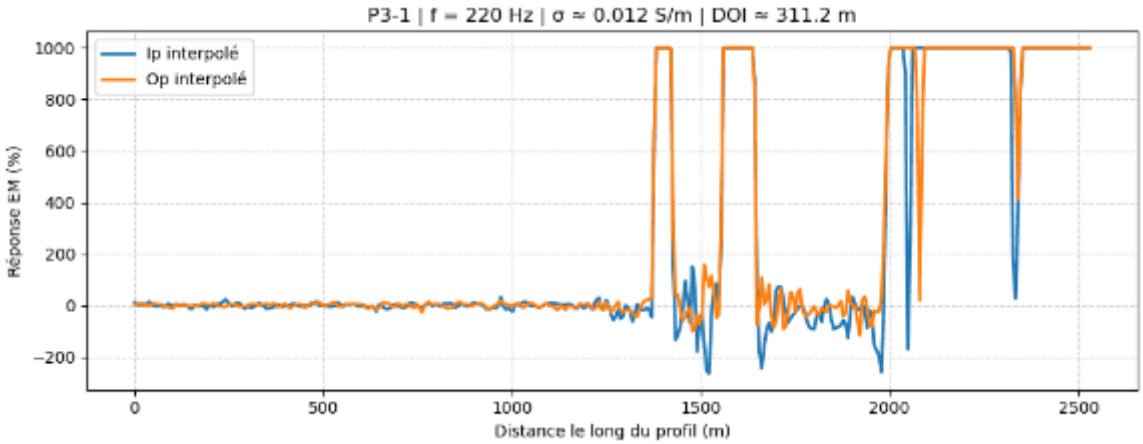

P3 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.014 S/m | DOI ≈ 51.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

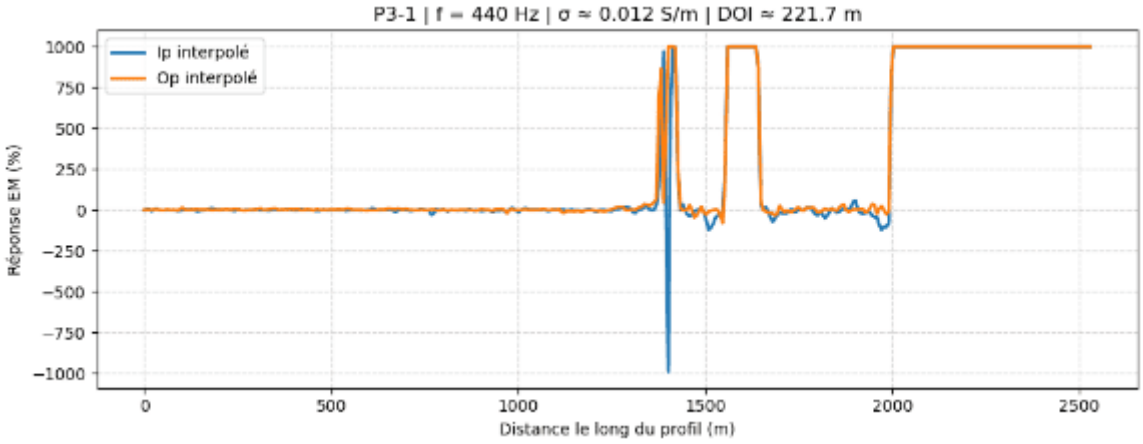

P3 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 31.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

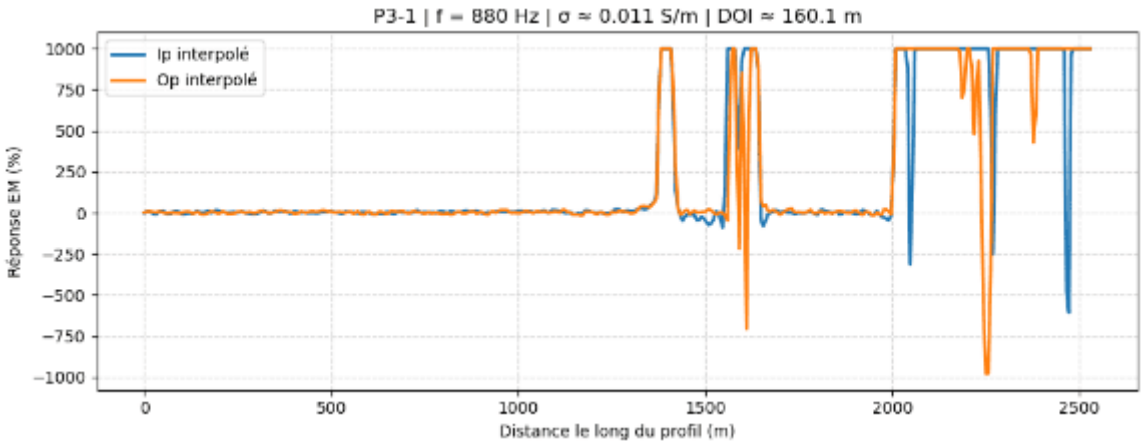

P3 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.021 S/m | DOI ≈ 20.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

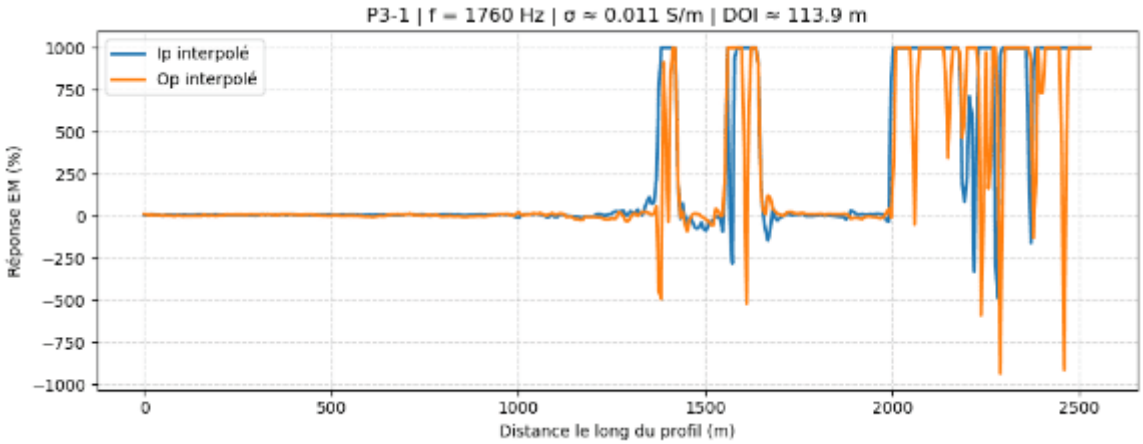

P3 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.022 S/m | DOI ≈ 14.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

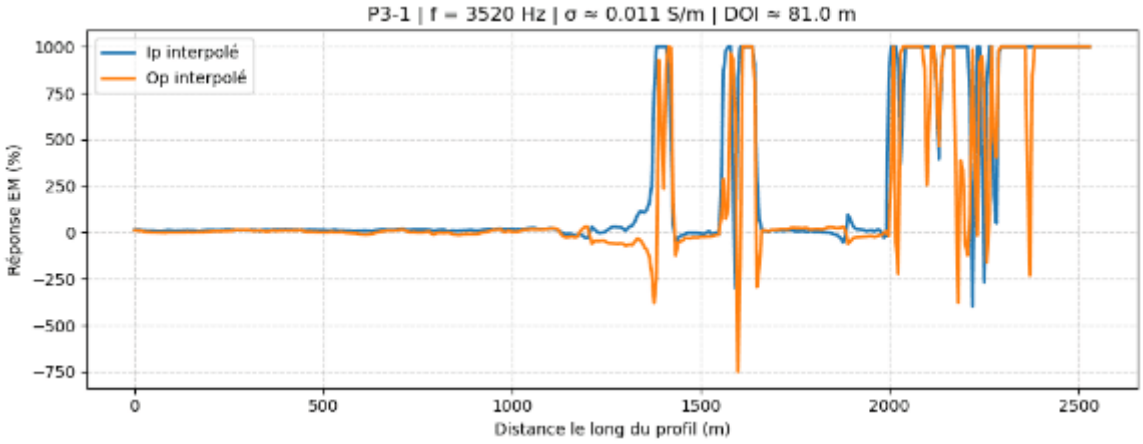

P3-1 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.012 S/m | DOI ≈ 431.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

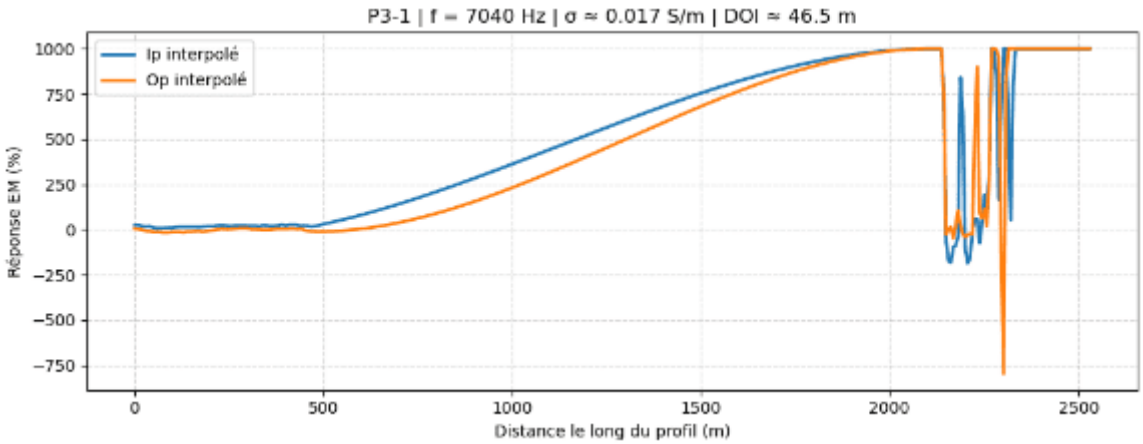

P3-1 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.012 S/m | DOI ≈ 311.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

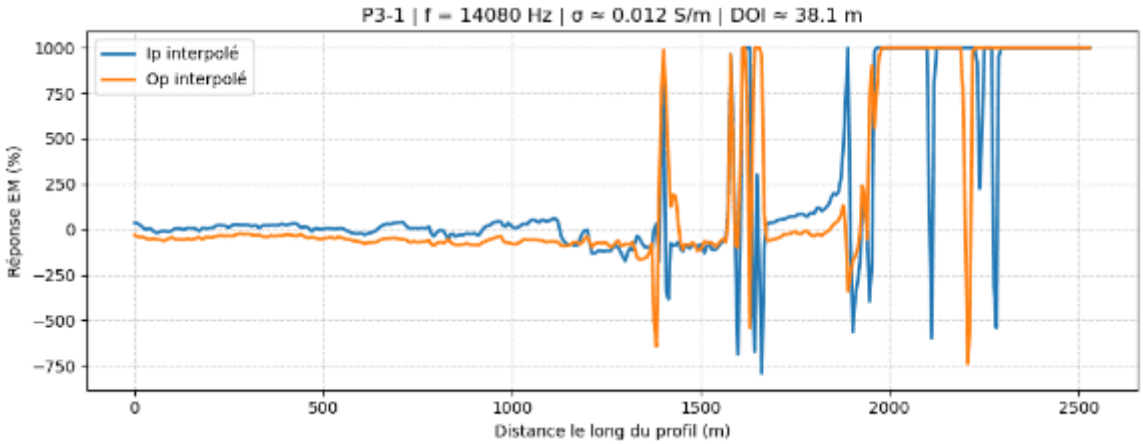

P3-1 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.012 S/m | DOI ≈ 221.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

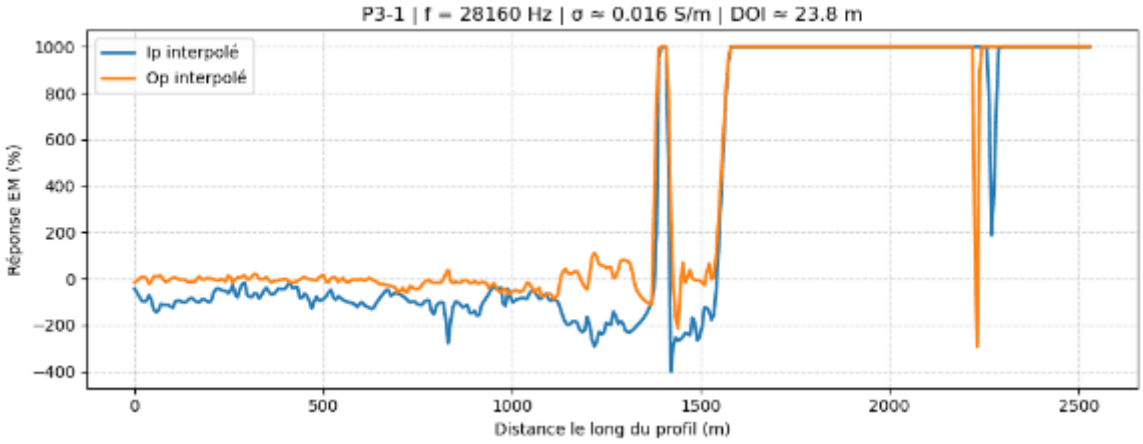

P3-1 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 160.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

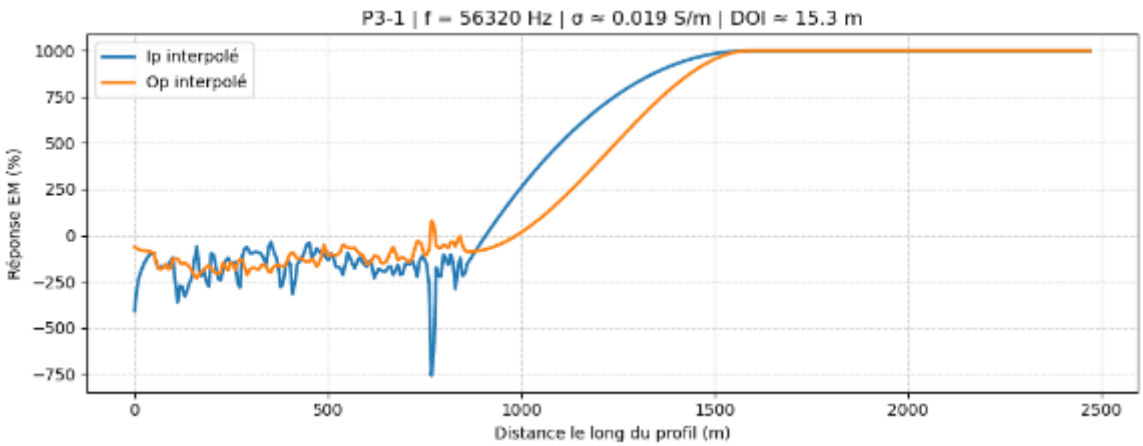

P3-1 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 113.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

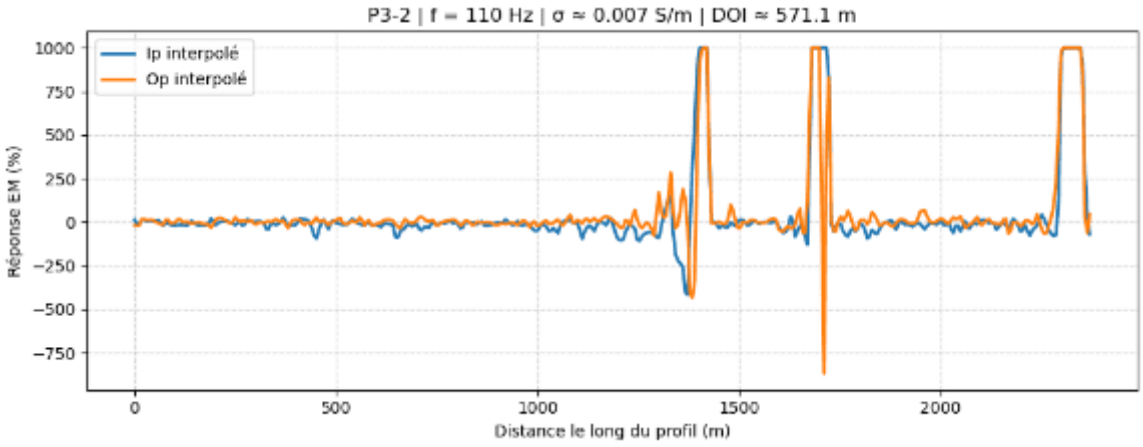

P3-1 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 81.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

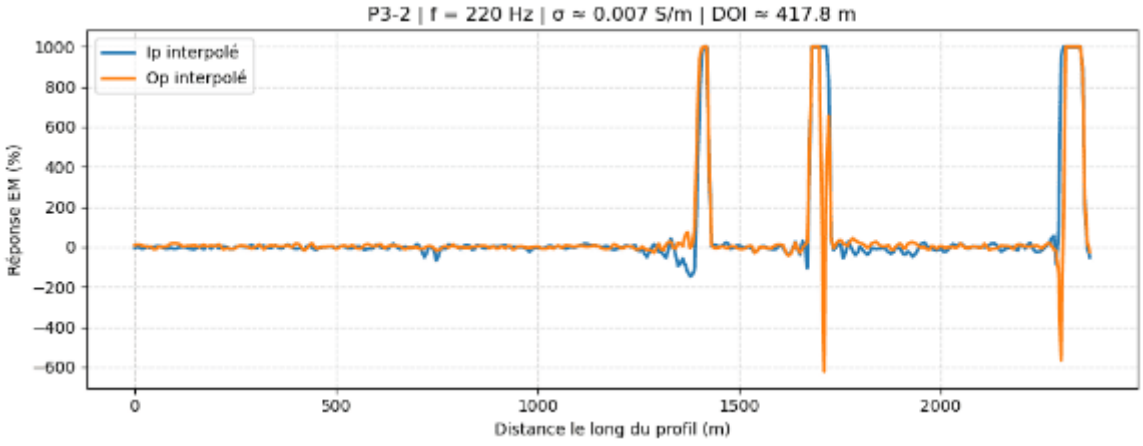

P3-1 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 46.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

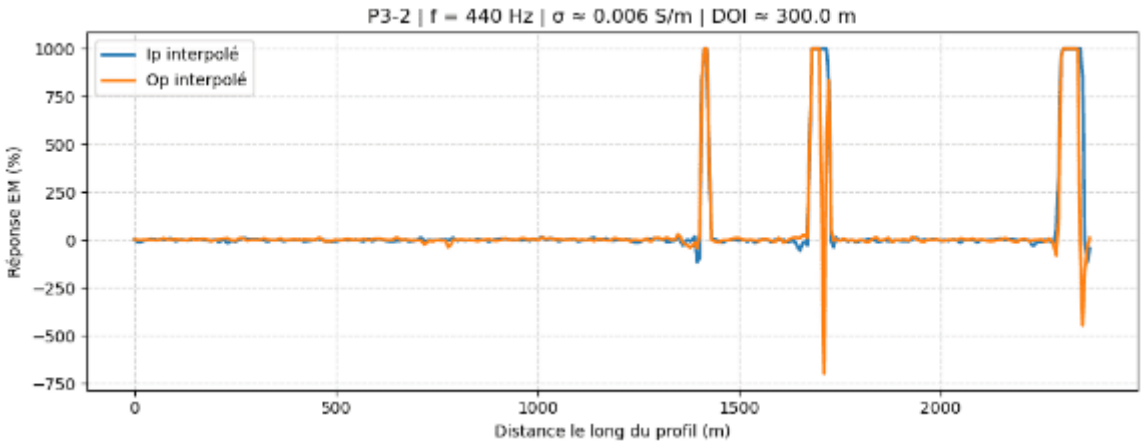

P3-1 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.012 S/m | DOI ≈ 38.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

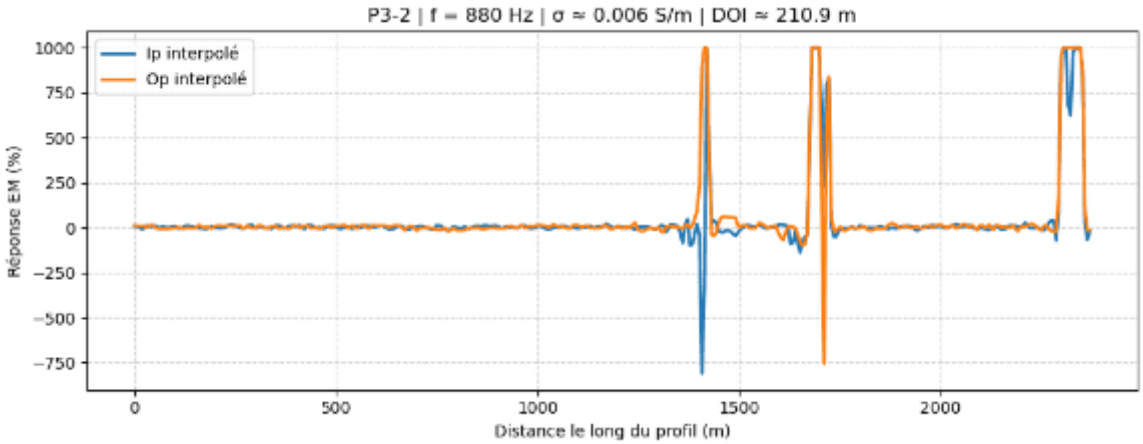

P3-1 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.016 S/m | DOI ≈ 23.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

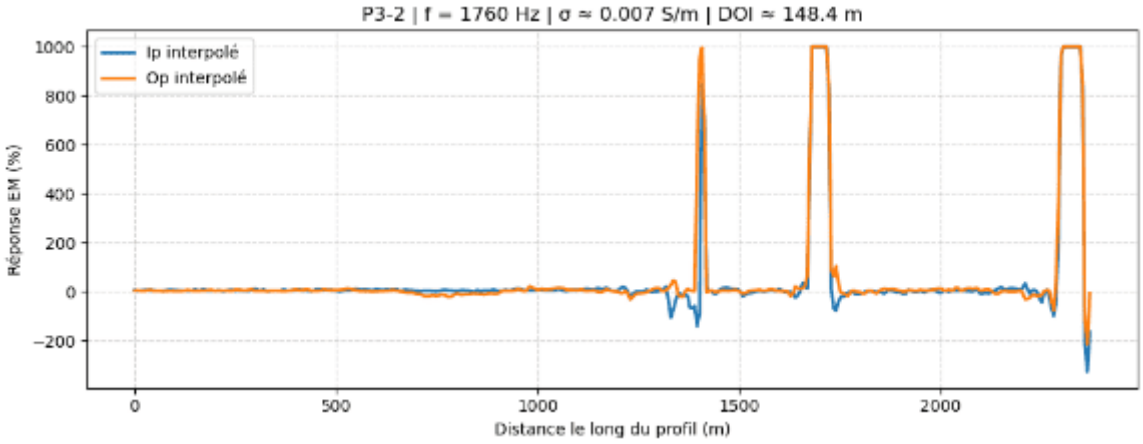

P3-1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 15.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

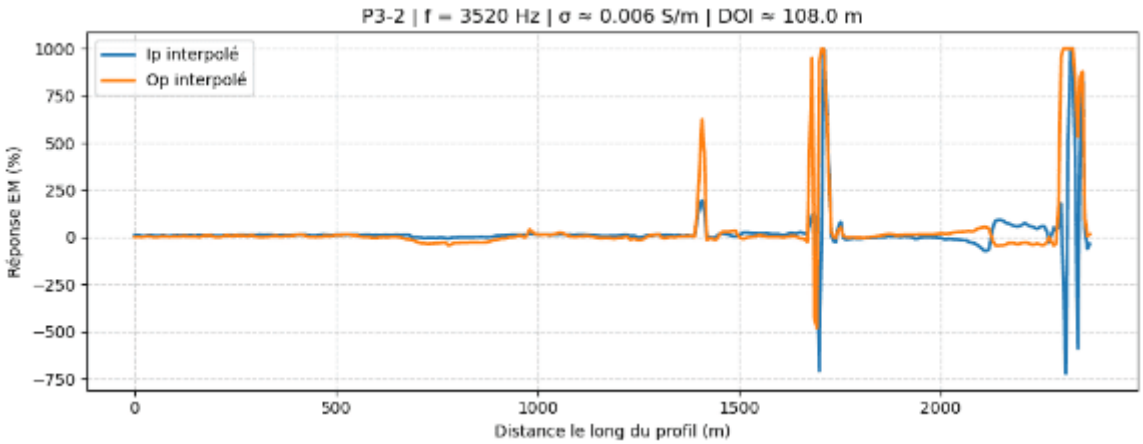

P3-2 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 571.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

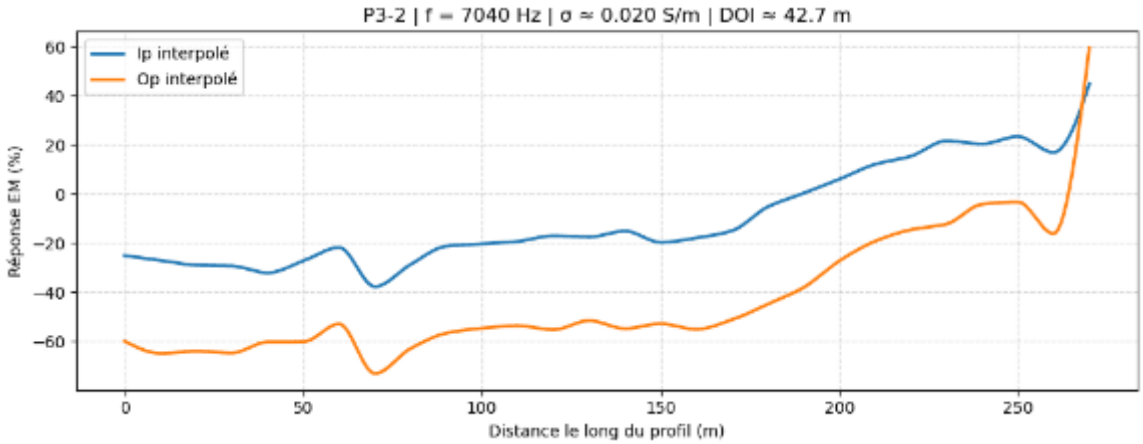

P3-2 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 417.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

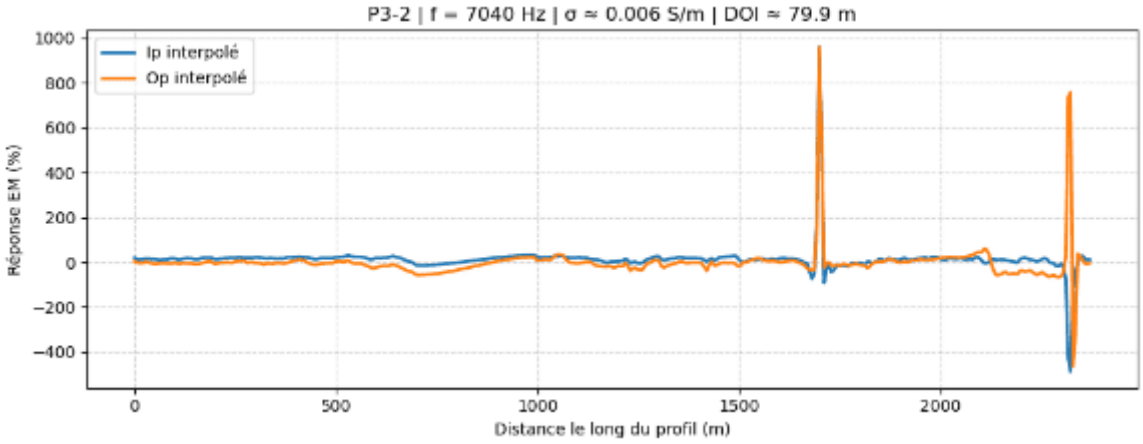

P3-2 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 300.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

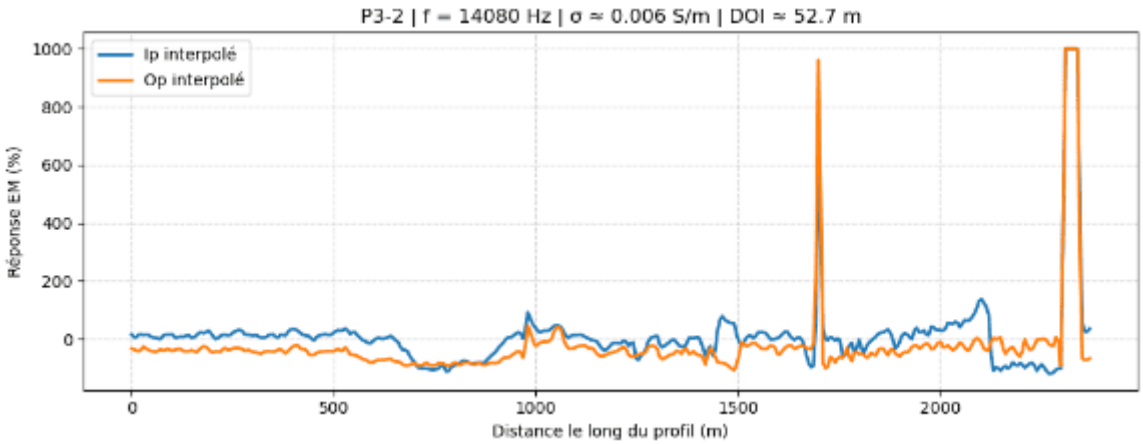

P3-2 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 210.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

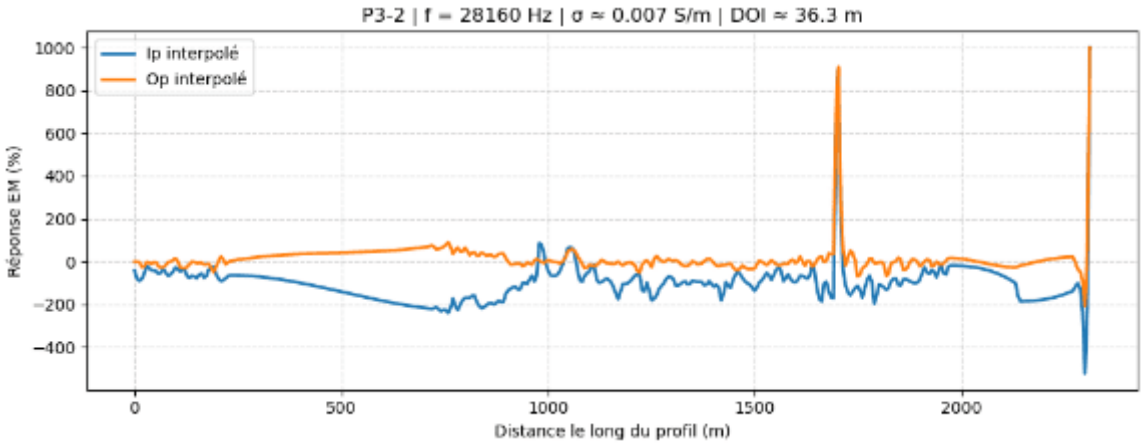

P3-2 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 148.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

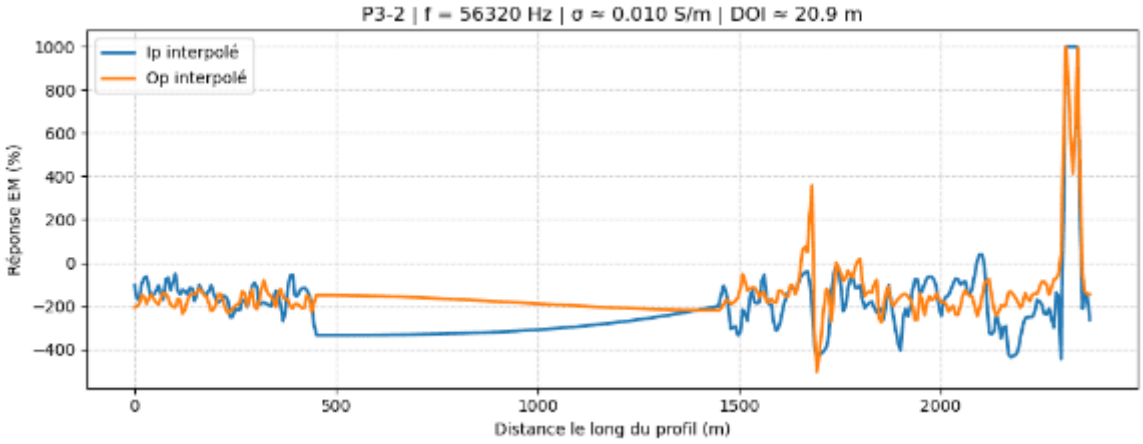

P3-2 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 108.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

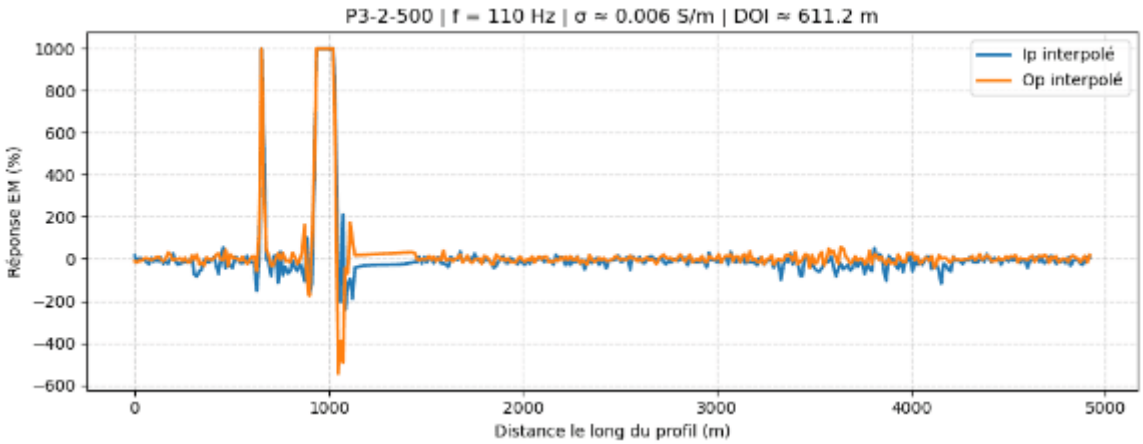

P3-2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.020 S/m | DOI ≈ 42.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

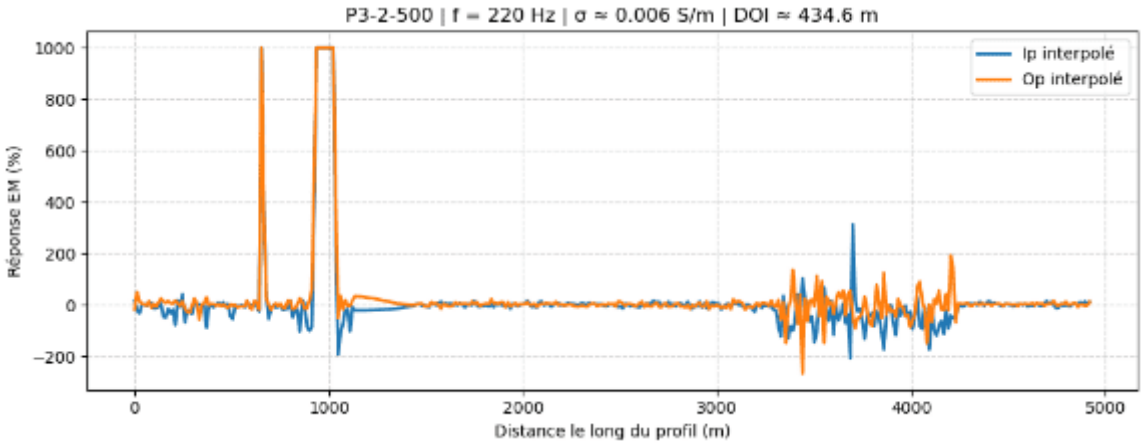

P3-2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 79.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

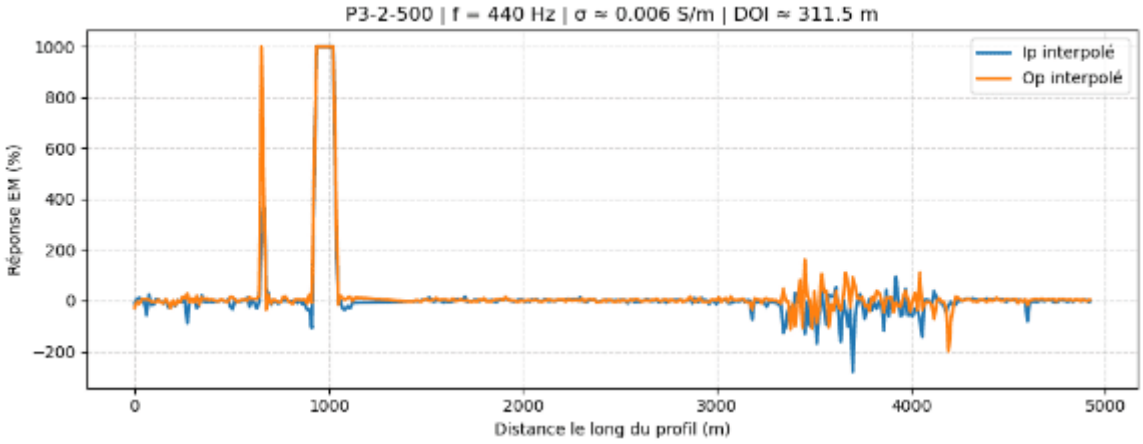

P3-2 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 52.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

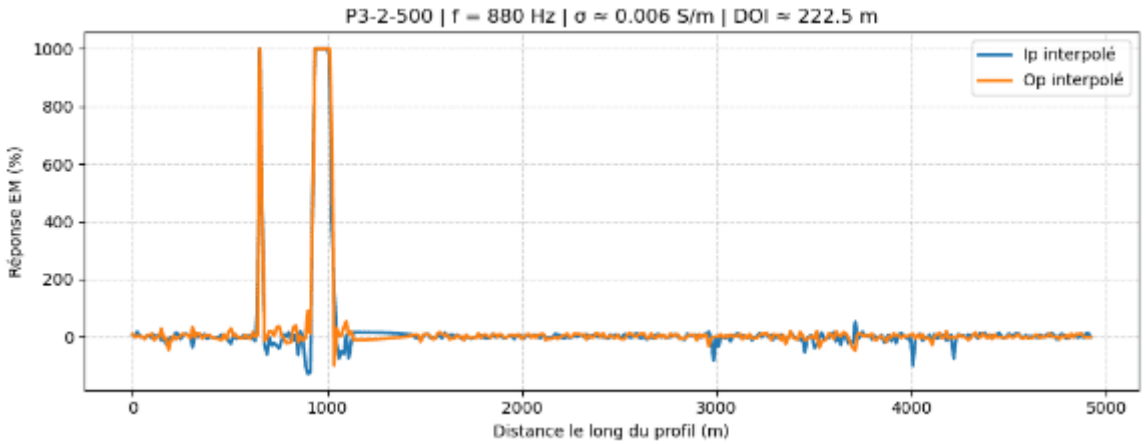

P3-2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 36.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

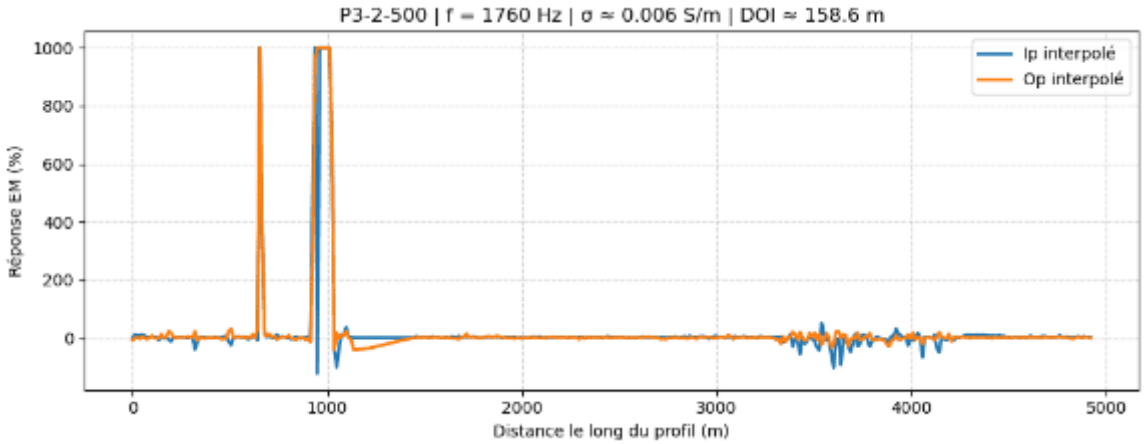

P3-2 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 20.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

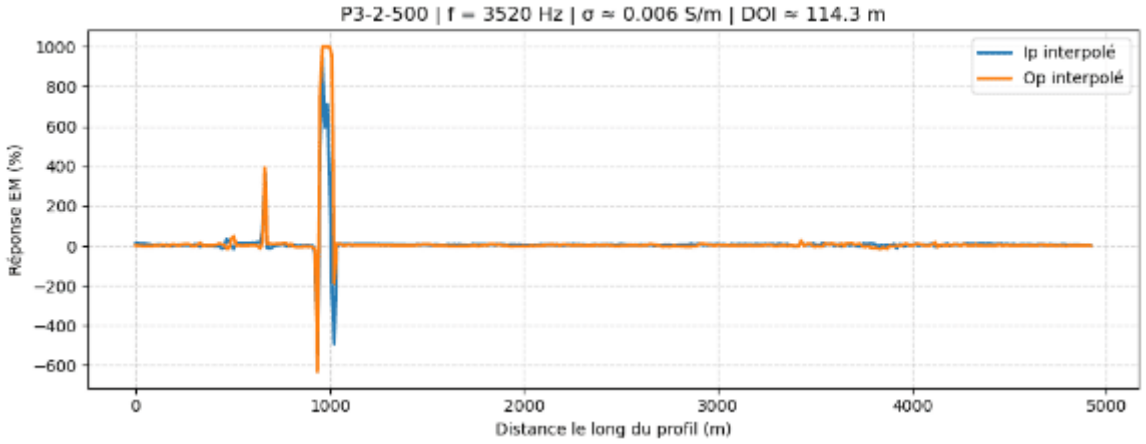

P3-2-500 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 611.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

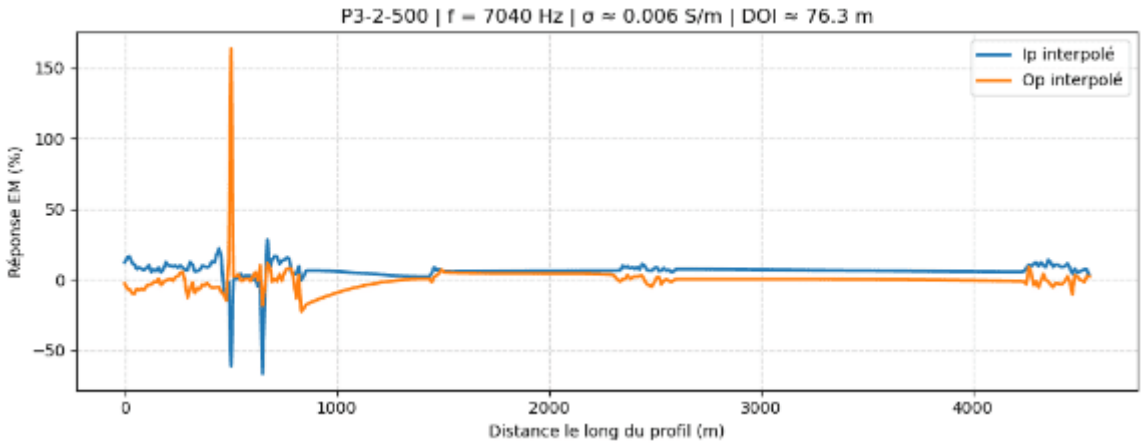

P3-2-500 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 434.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

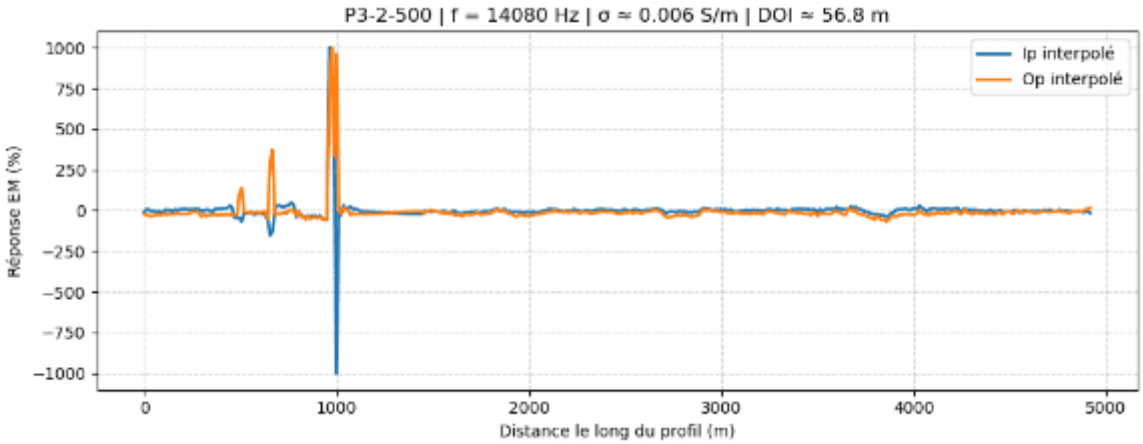

P3-2-500 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 311.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

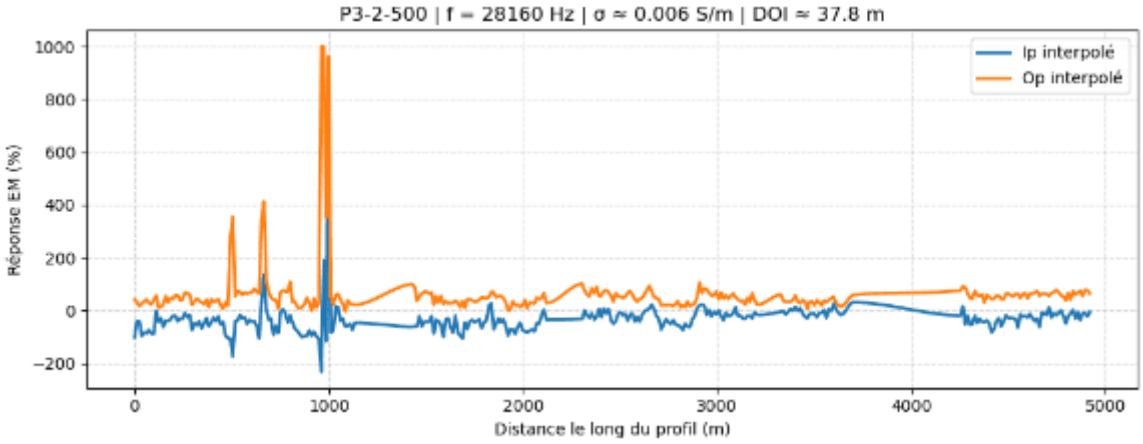

P3-2-500 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 222.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

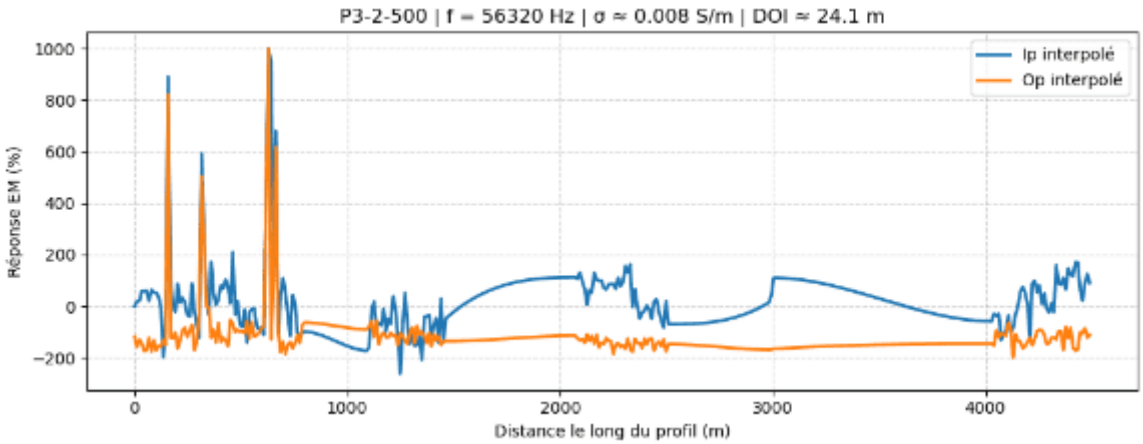

P3-2-500 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 158.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

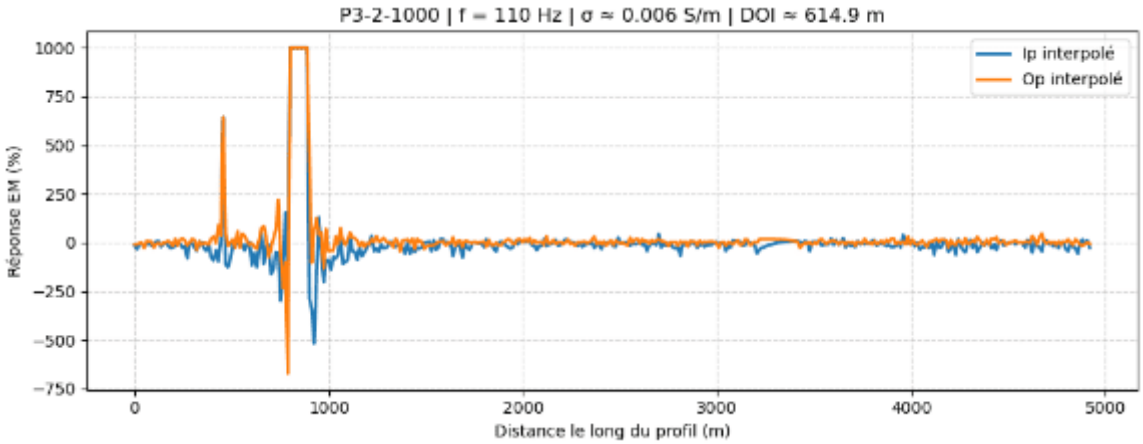

P3-2-500 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 114.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

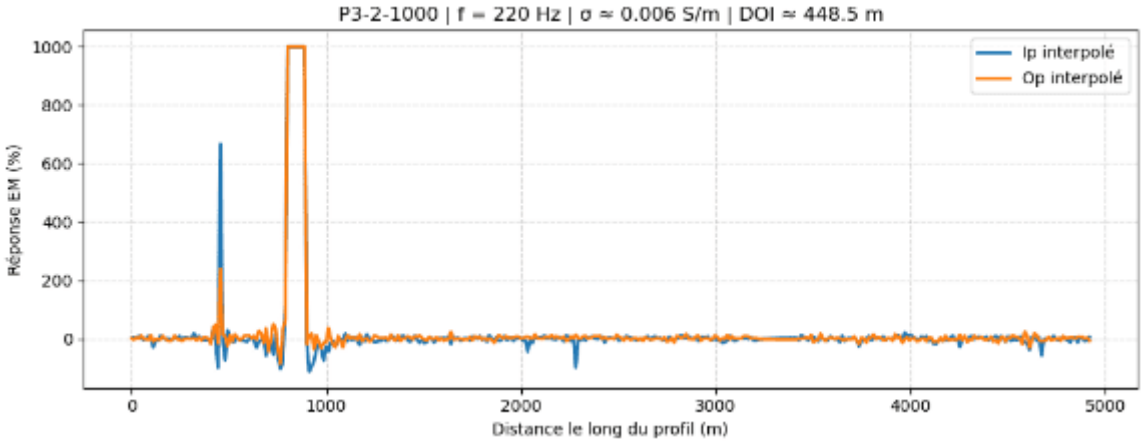

P3-2-500 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 76.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

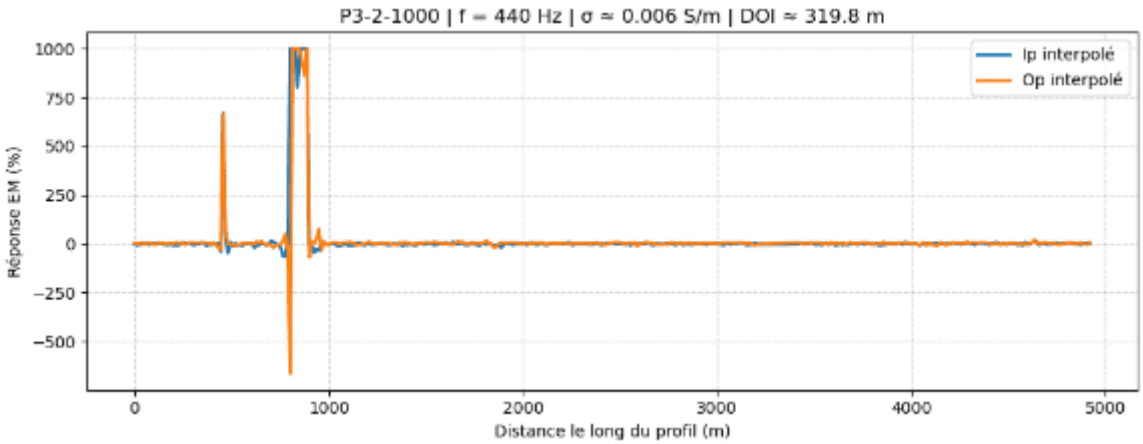

P3-2-500 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 56.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

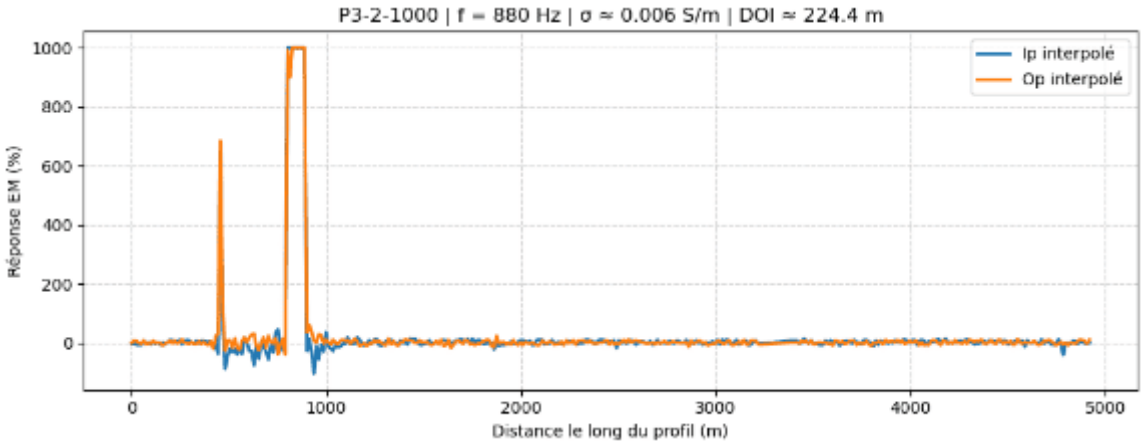

P3-2-500 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 37.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

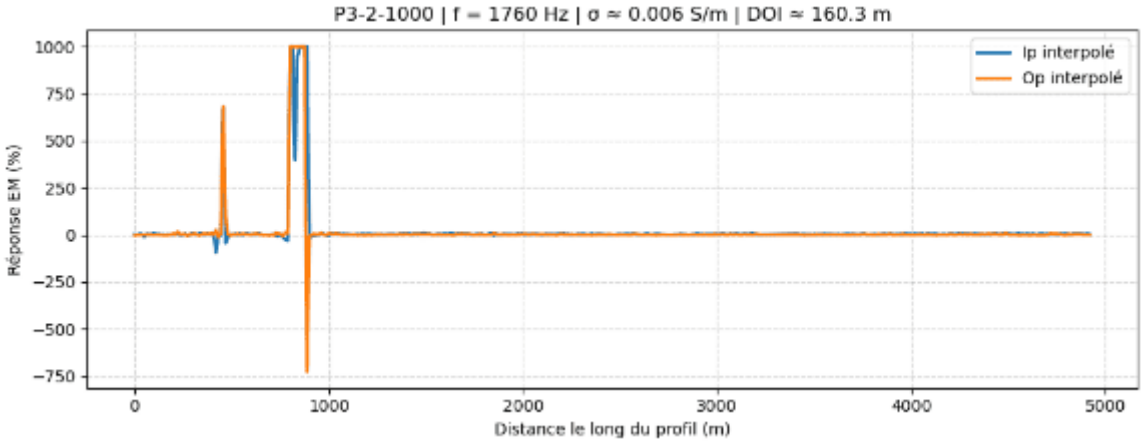

P3-2-500 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 24.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

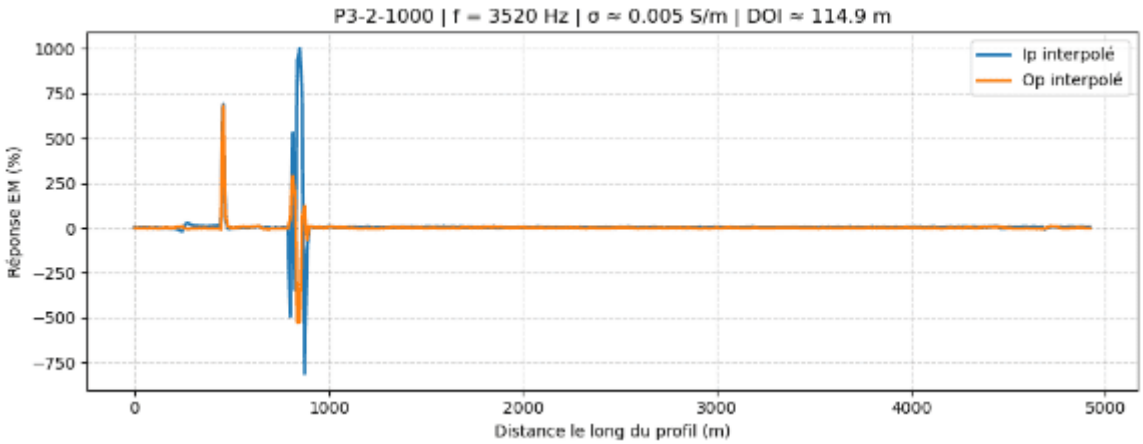

P3-2-1000 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 614.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

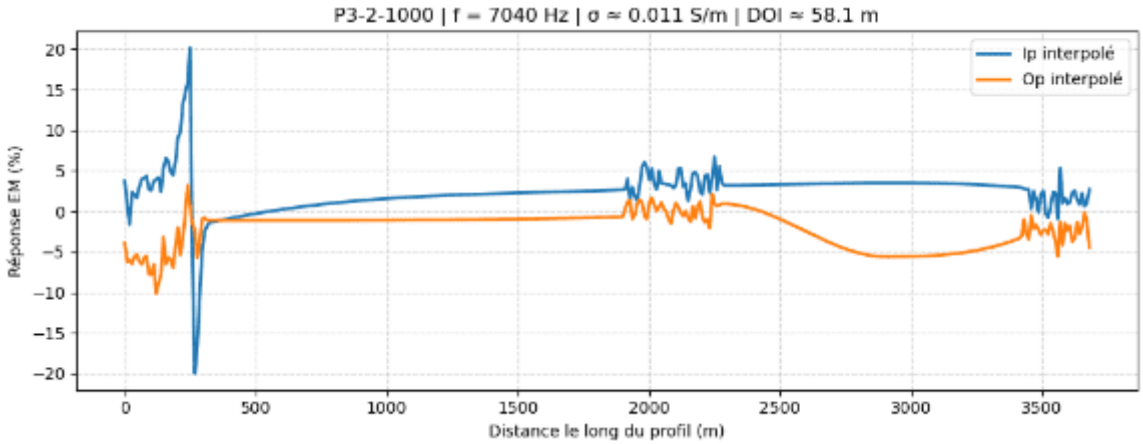

P3-2-1000 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 448.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

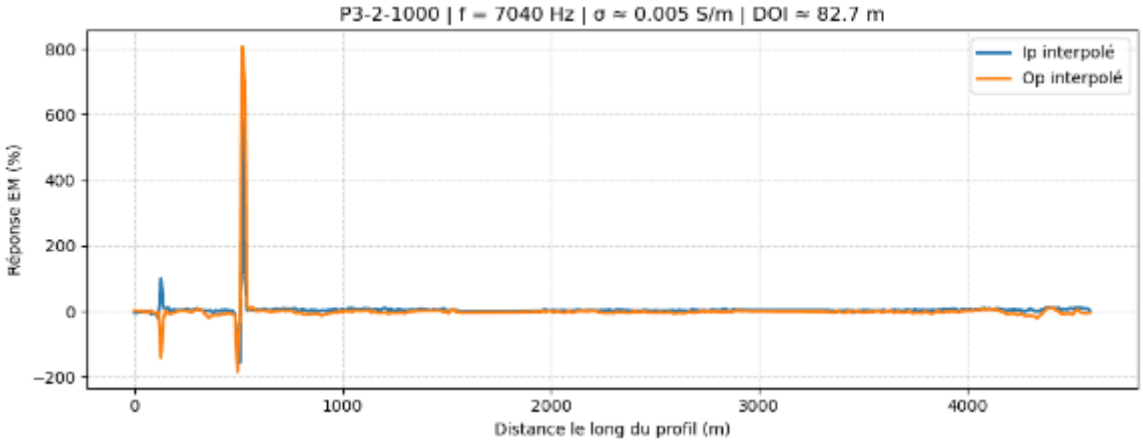

P3-2-1000 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 319.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

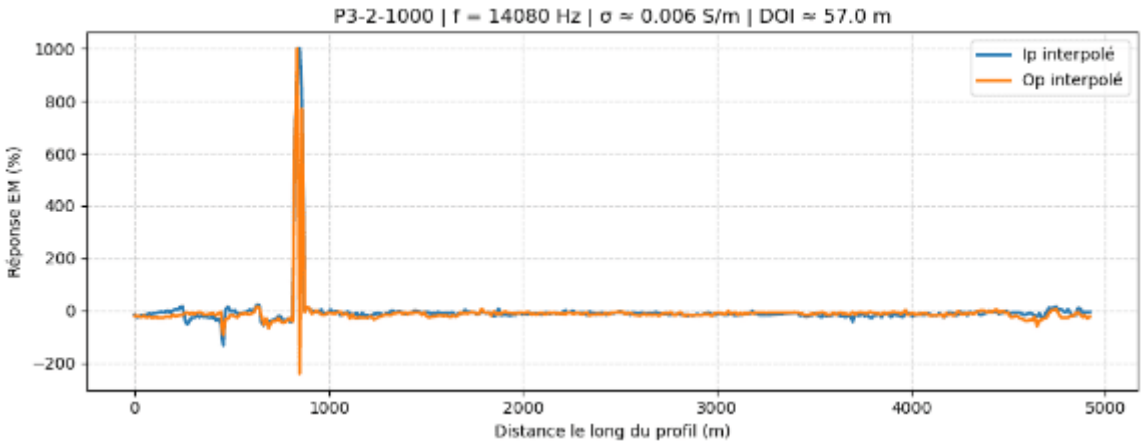

P3-2-1000 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 224.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

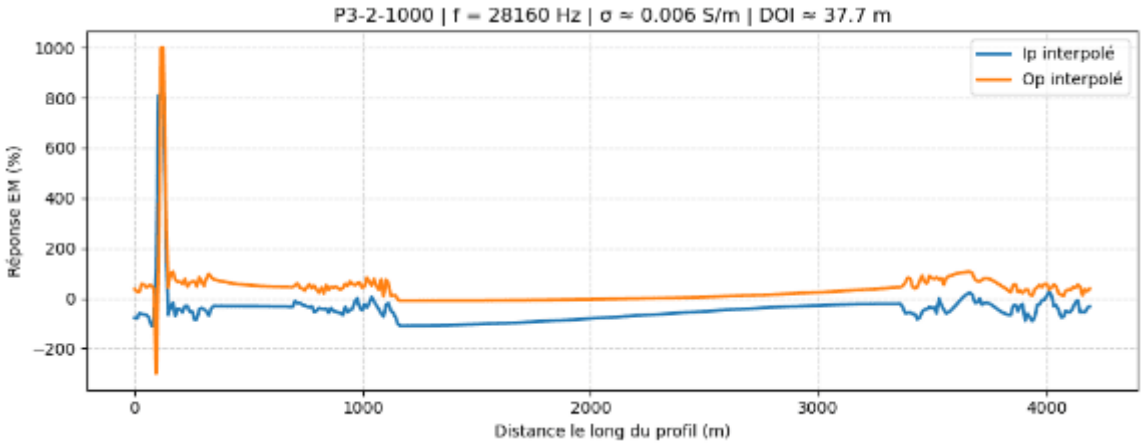

P3-2-1000 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 160.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

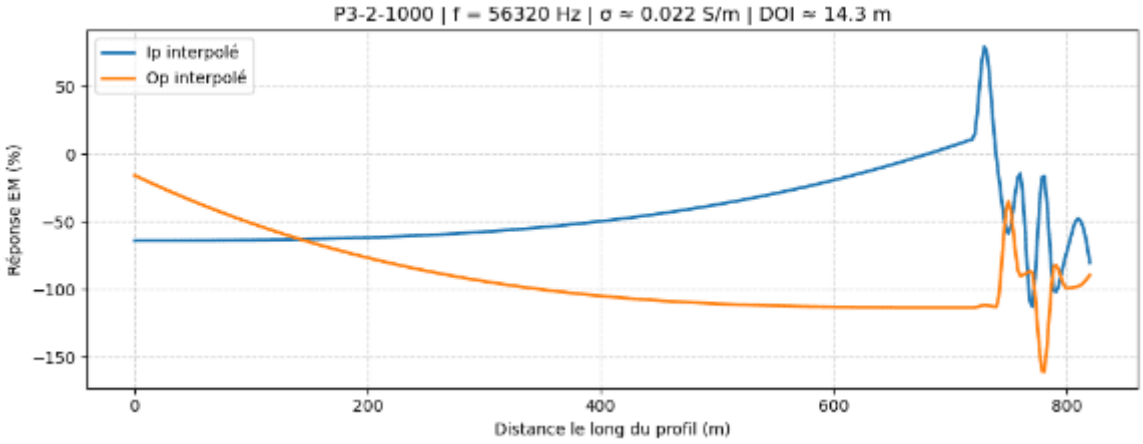

P3-2-1000 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 114.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

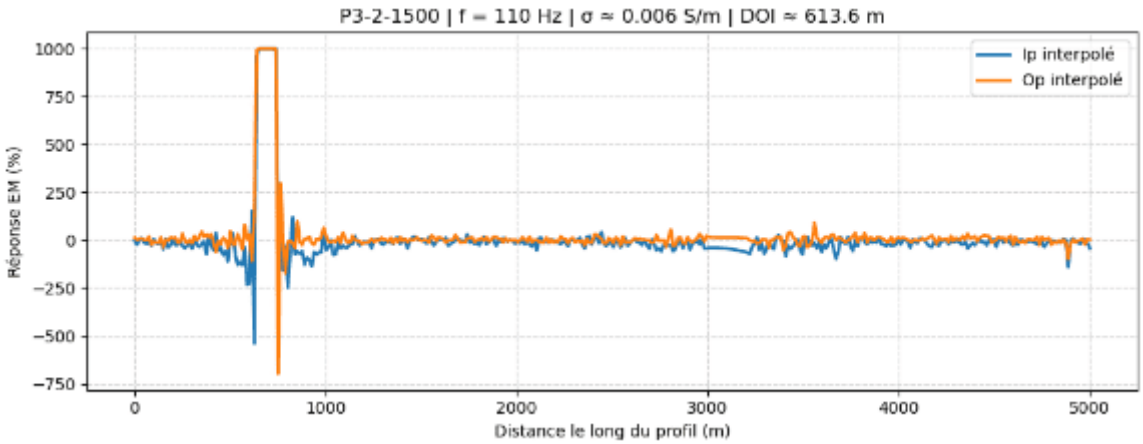

P3-2-1000 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 58.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

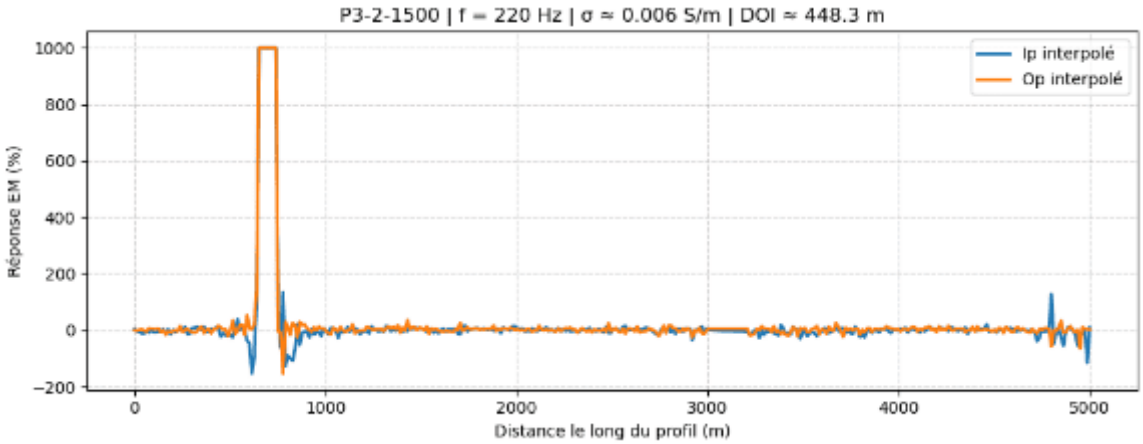

P3-2-1000 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 82.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

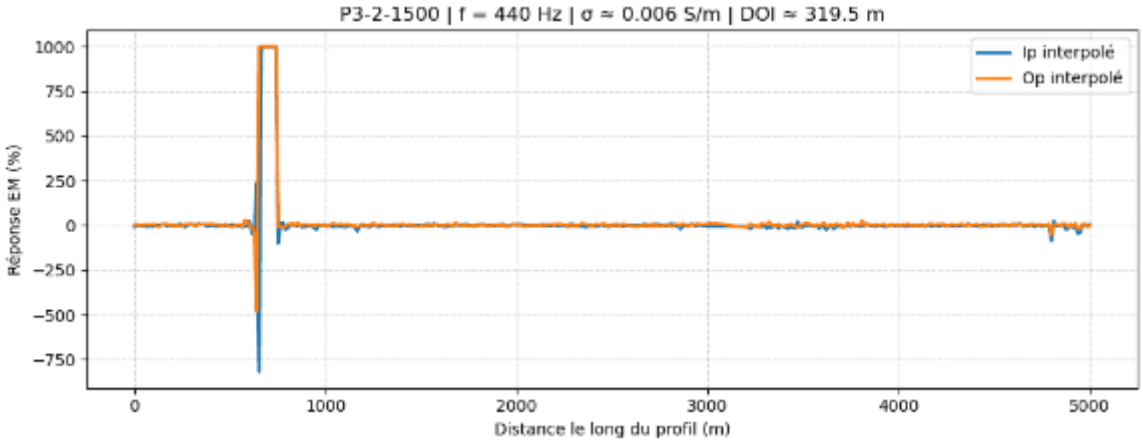

P3-2-1000 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 57.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

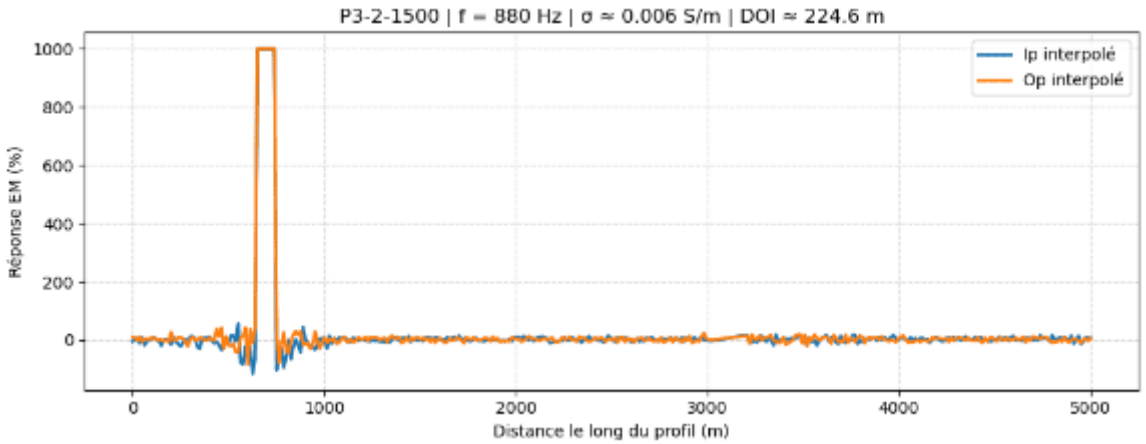

P3-2-1000 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 37.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

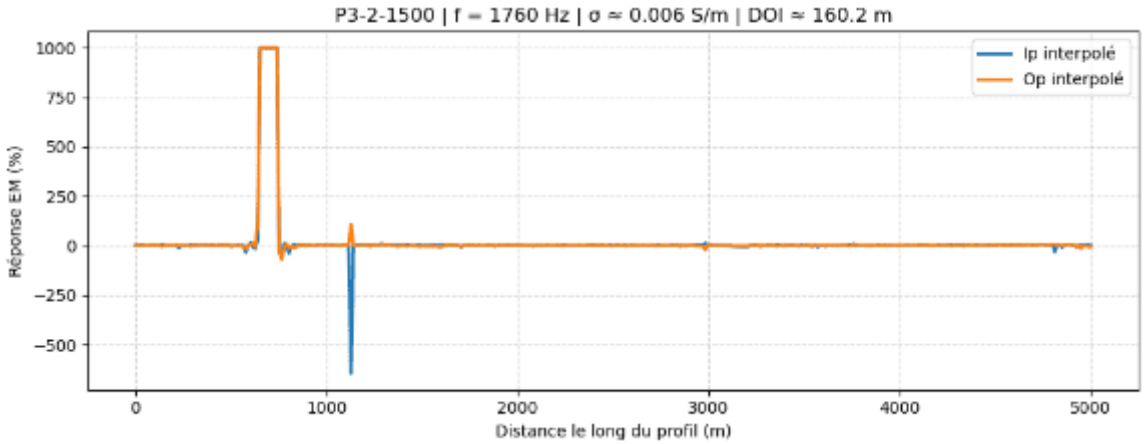

P3-2-1000 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.022 S/m | DOI ≈ 14.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

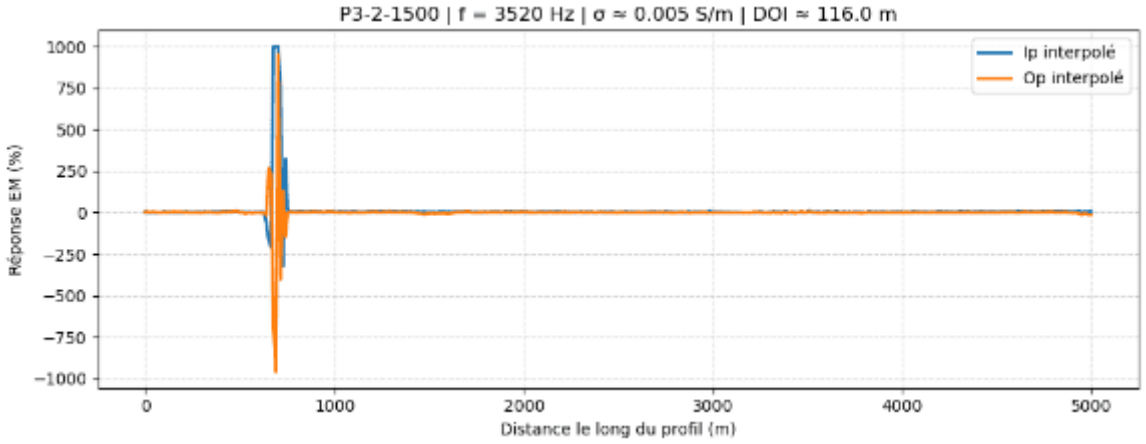

P3-2-1500 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 613.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

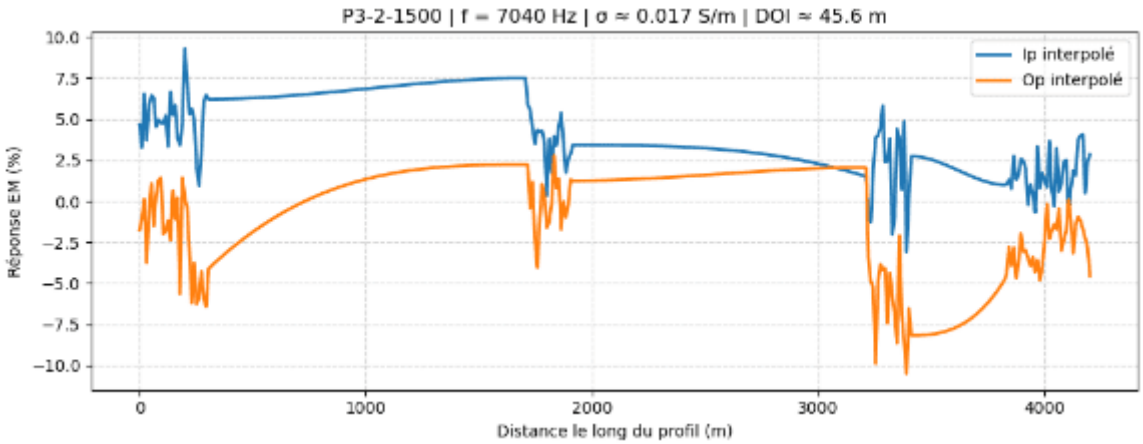

P3-2-1500 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 448.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

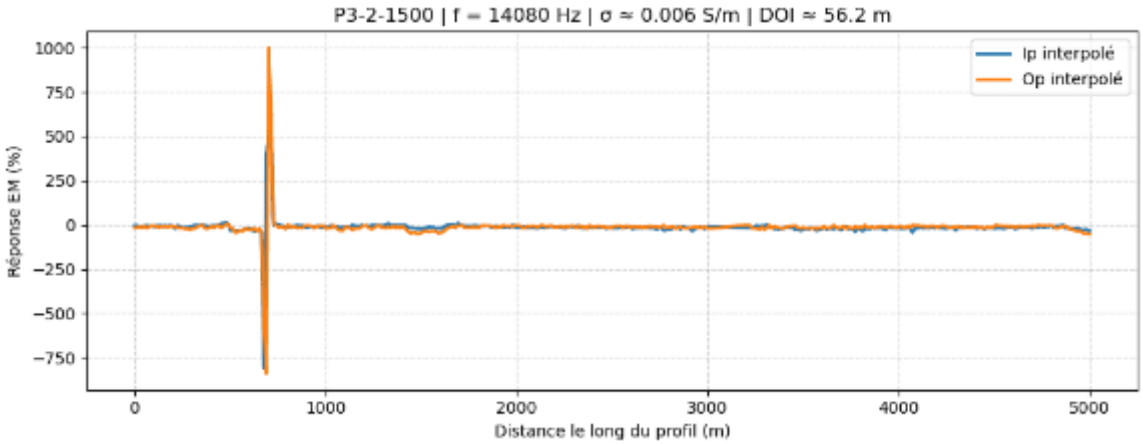

P3-2-1500 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 319.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

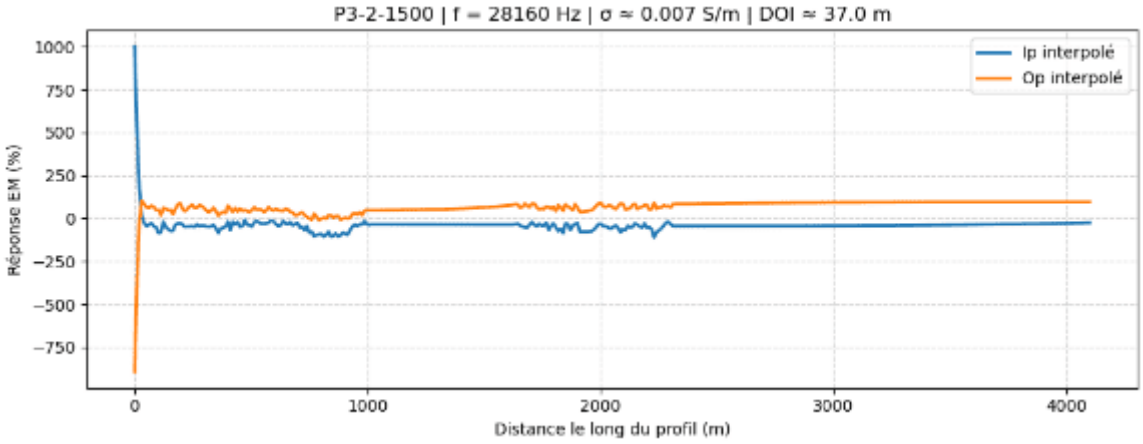

P3-2-1500 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 224.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

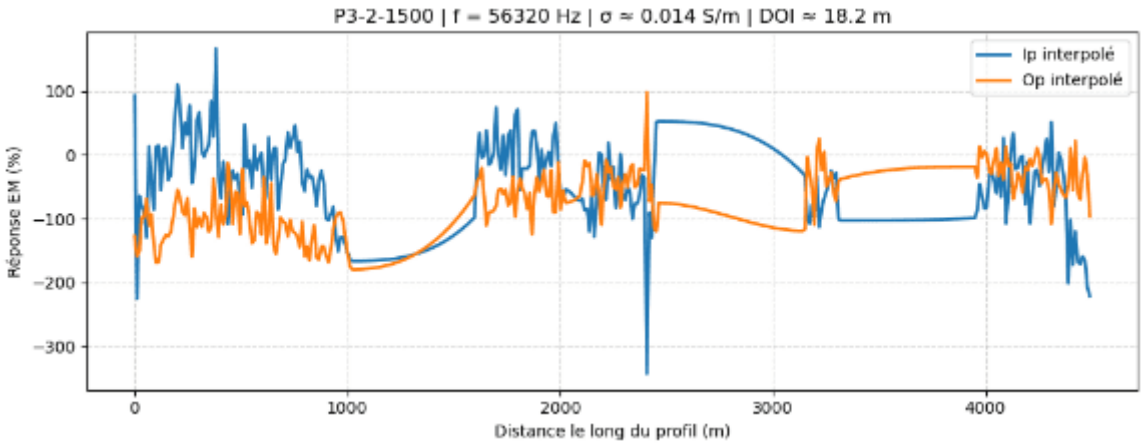

P3-2-1500 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 160.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

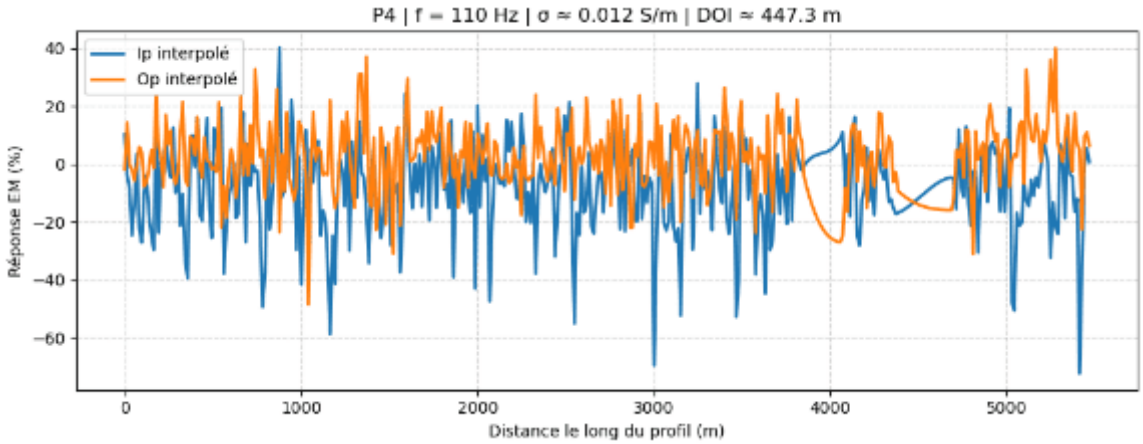

P3-2-1500 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 116.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

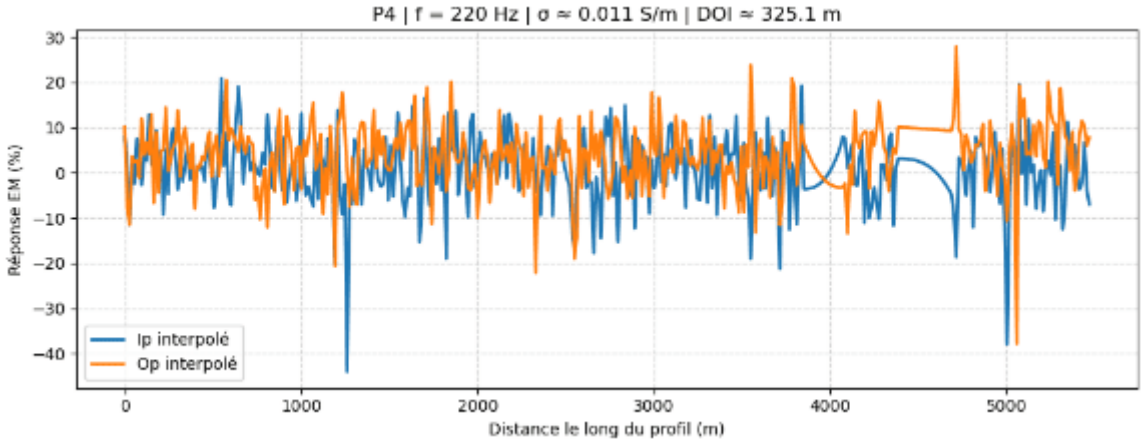

P3-2-1500 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 45.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

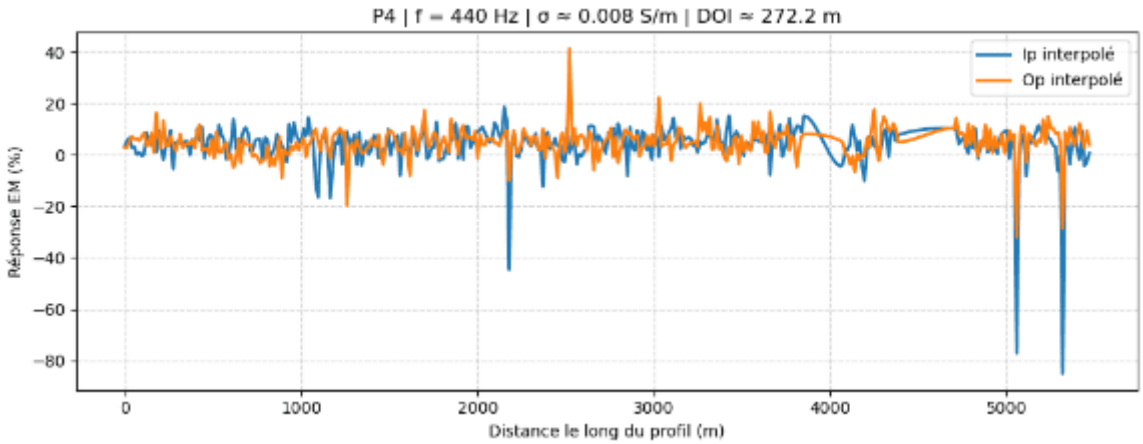

P3-2-1500 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 56.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

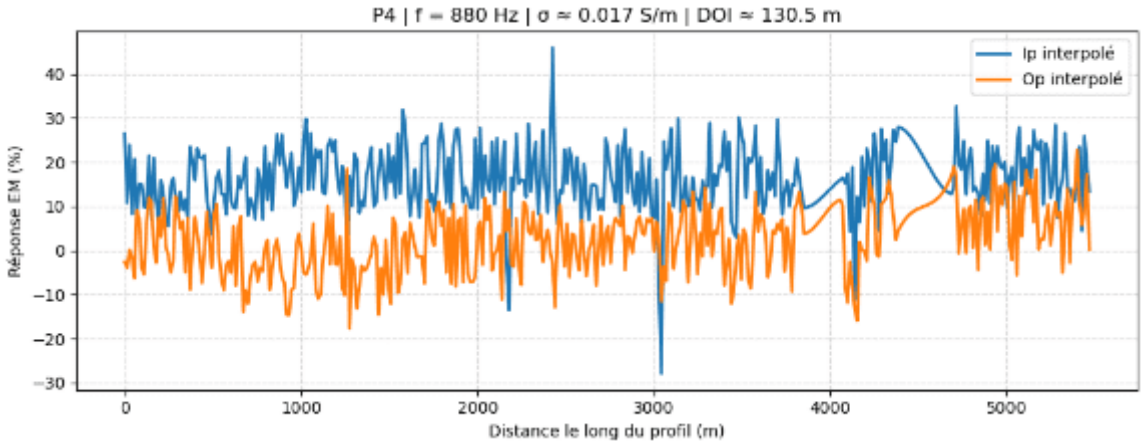

P3-2-1500 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 37.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

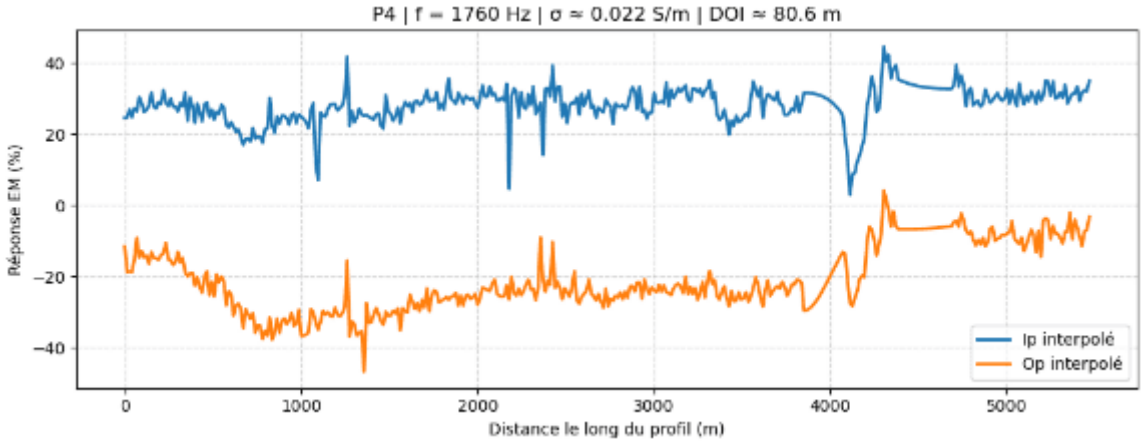

P3-2-1500 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.014 S/m | DOI ≈ 18.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

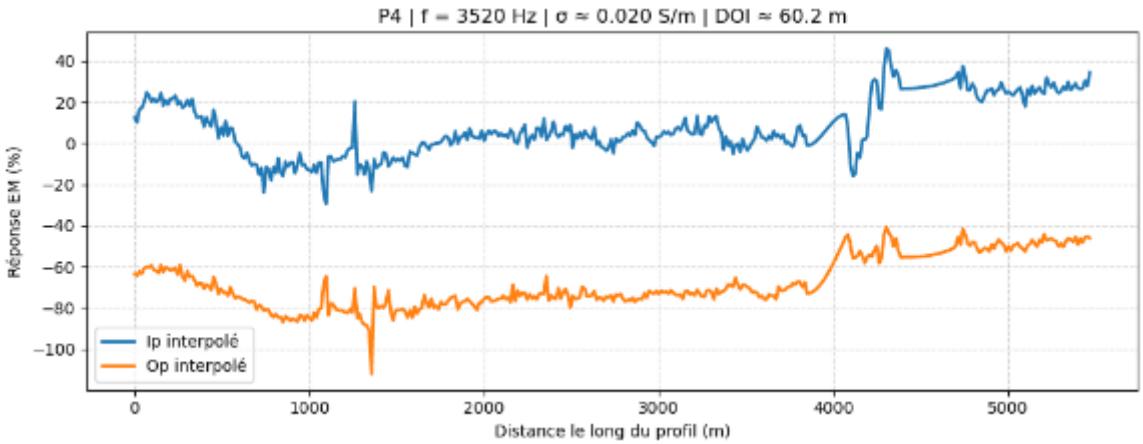

P4 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.012 S/m | DOI ≈ 447.3 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

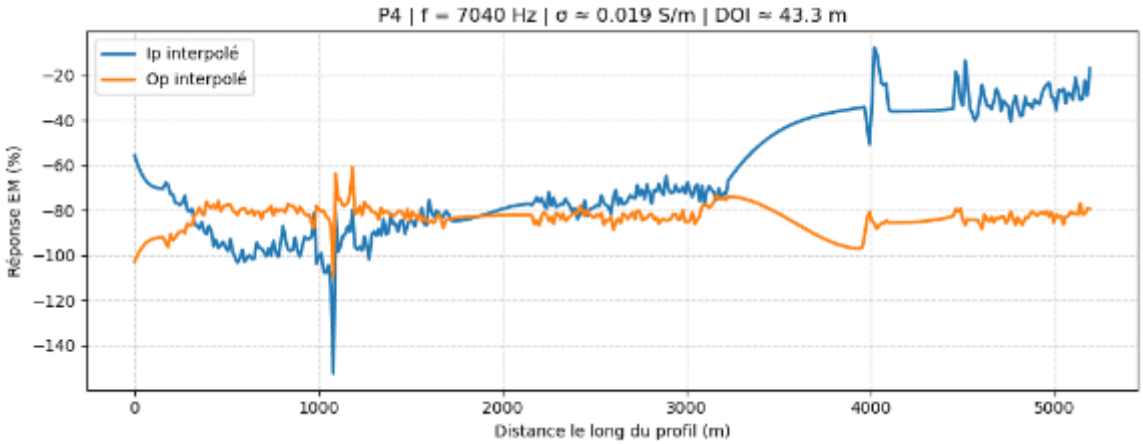

P4 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 325.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

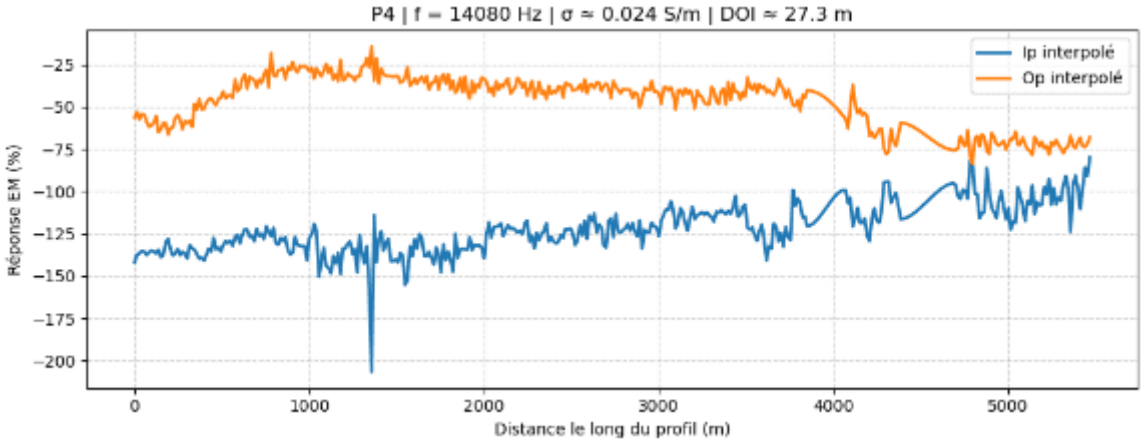

P4 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 272.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

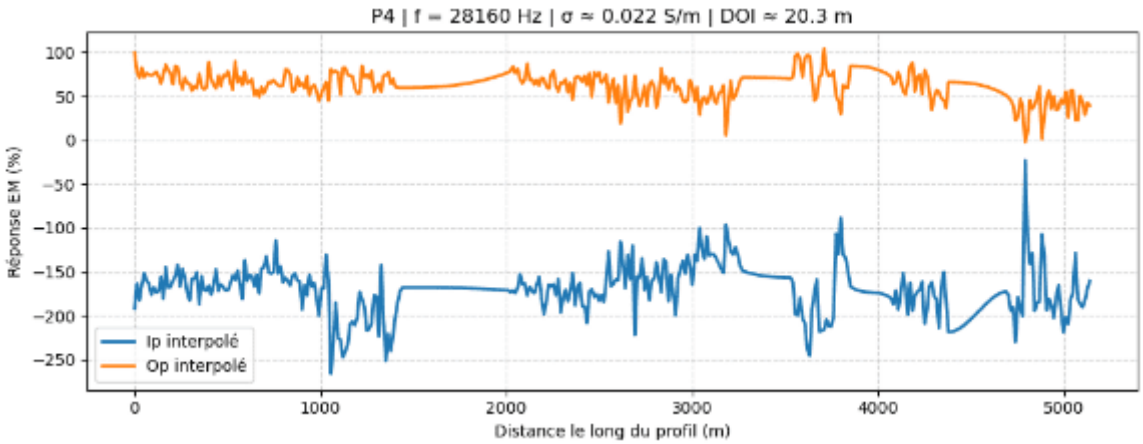

P4 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 130.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

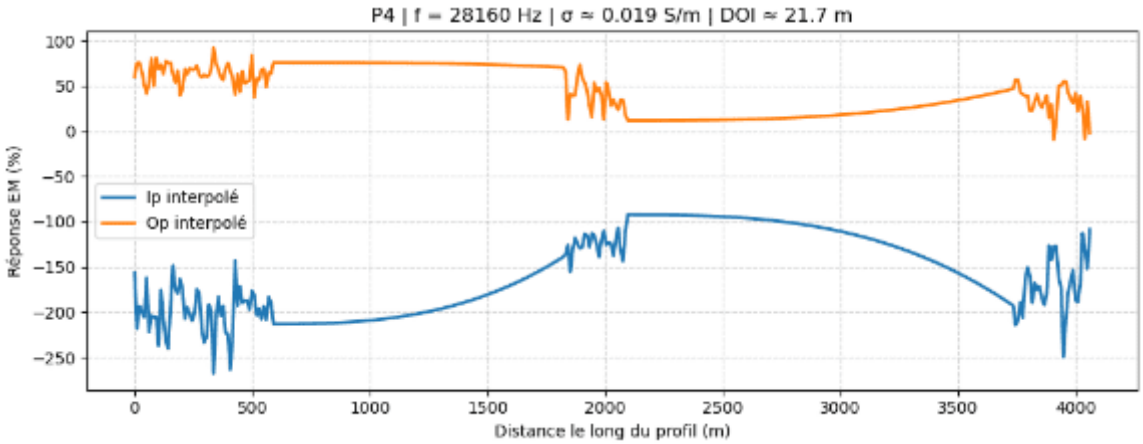

P4 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.022 S/m | DOI ≈ 80.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

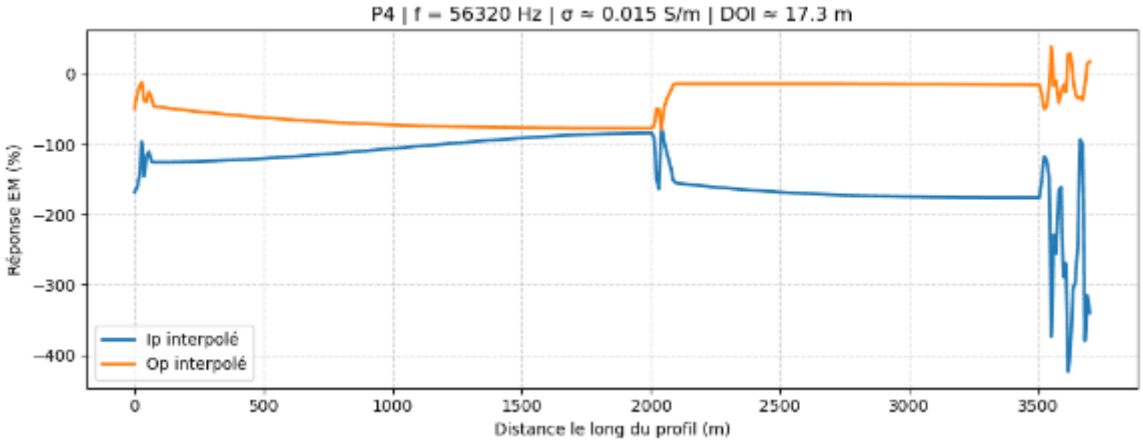

P4 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.020 S/m | DOI ≈ 60.2 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

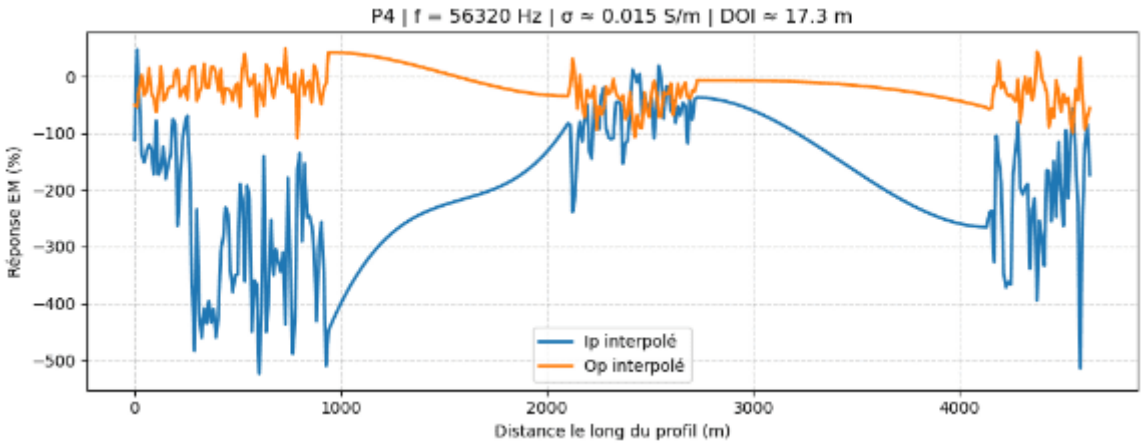

P4 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 43.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

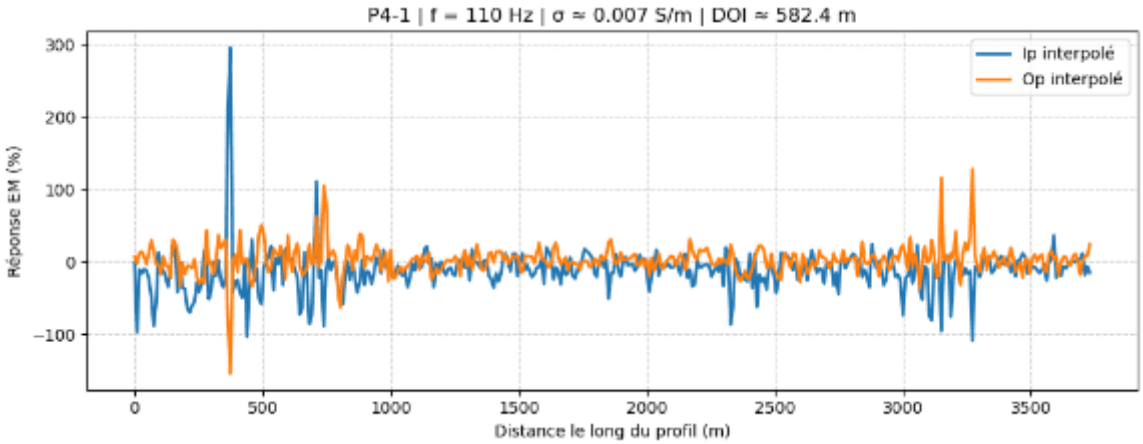

P4 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.024 S/m | DOI ≈ 27.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

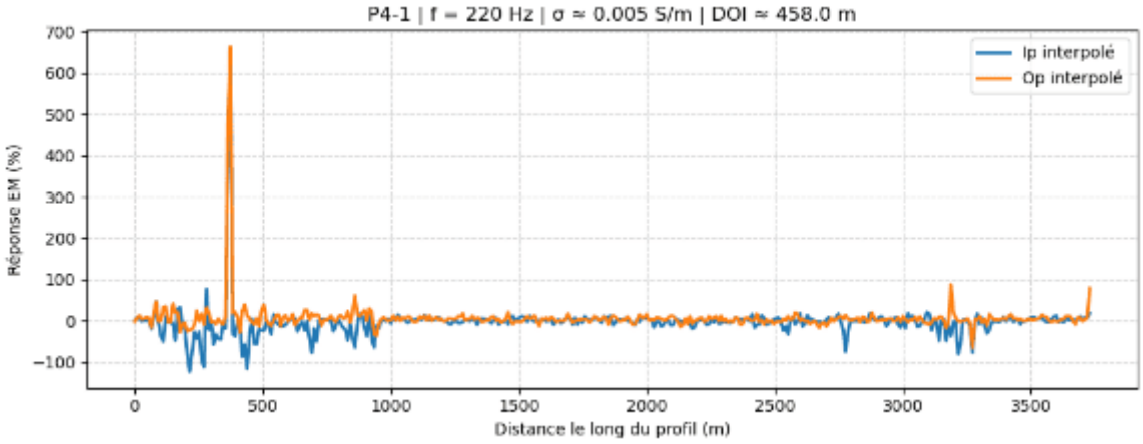

P4 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.022 S/m | DOI ≈ 20.3 m
Réponse EM (%)
Ip interpolé
Op interpolé
Distance le long du profil (m)

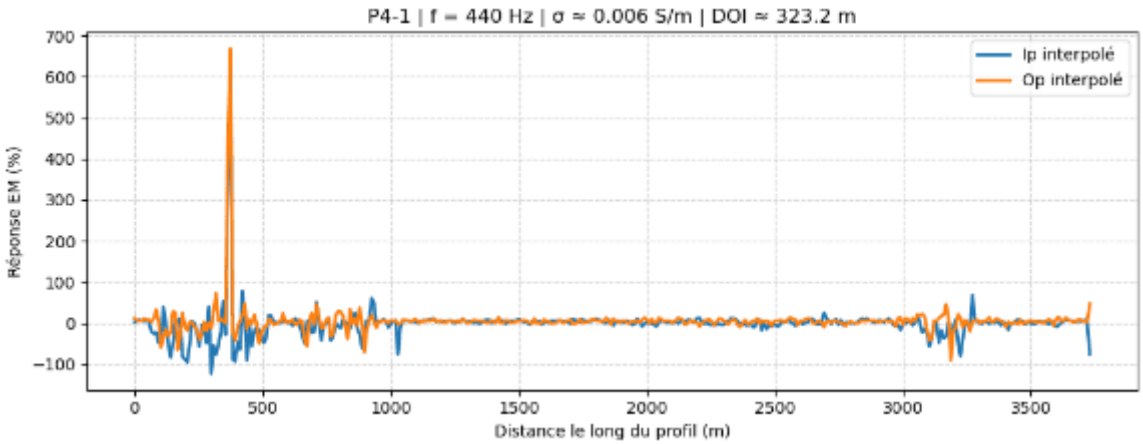

P4 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 21.7 m
Réponse EM (%)
Ip interpolé
Op interpolé
Distance le long du profil (m)

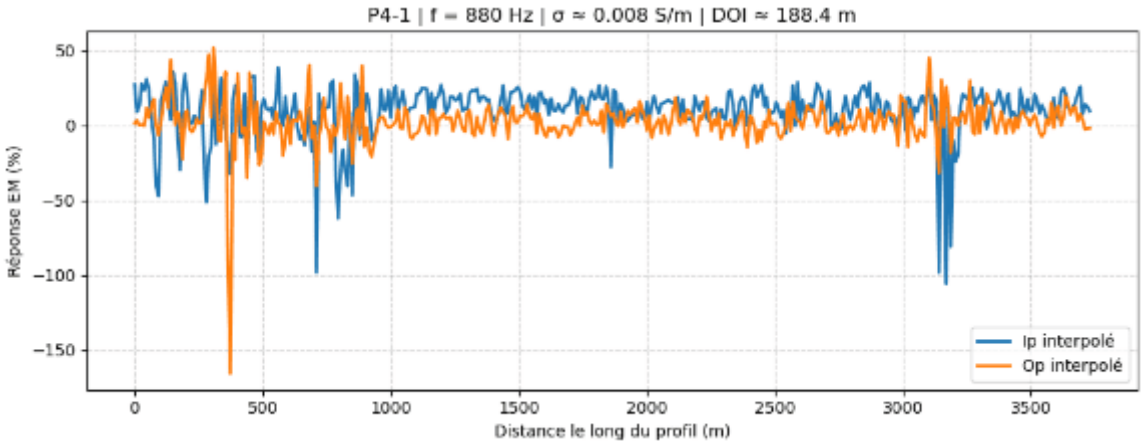

P4 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 17.3 m
Réponse EM (%)
Ip interpolé
Op interpolé
Distance le long du profil (m)

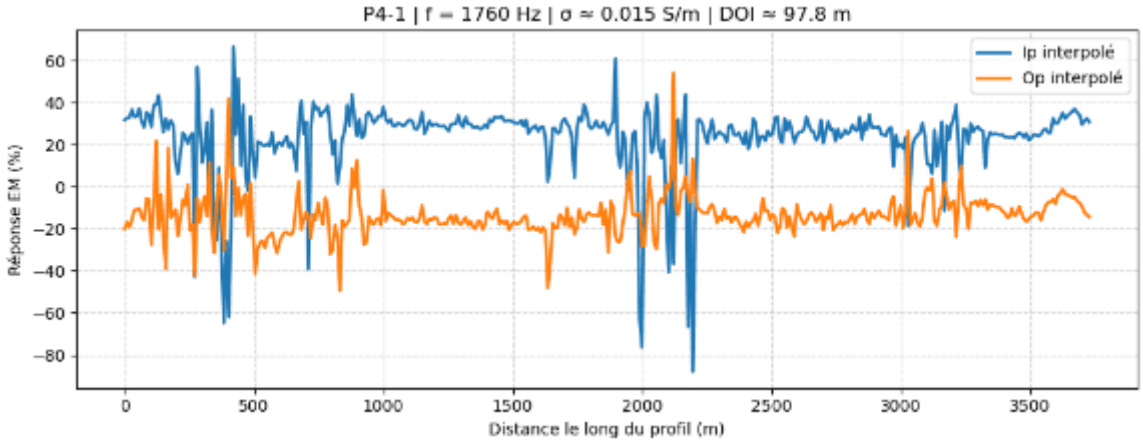

P4 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 17.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

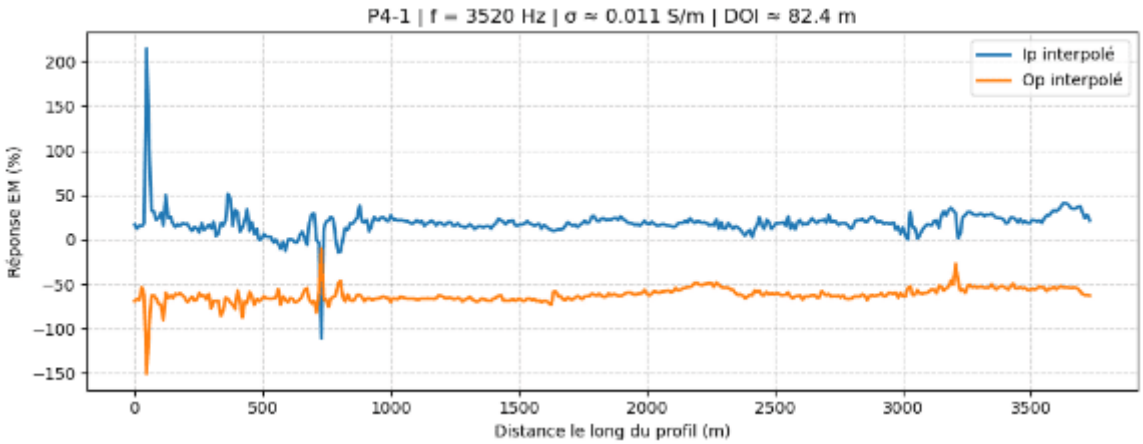

P4-1 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 582.4 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

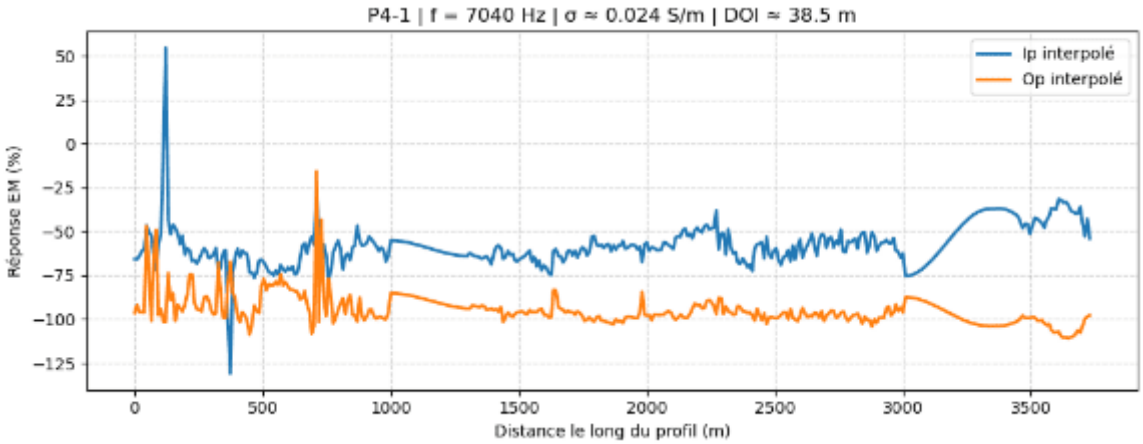

P4-1 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 458.0 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

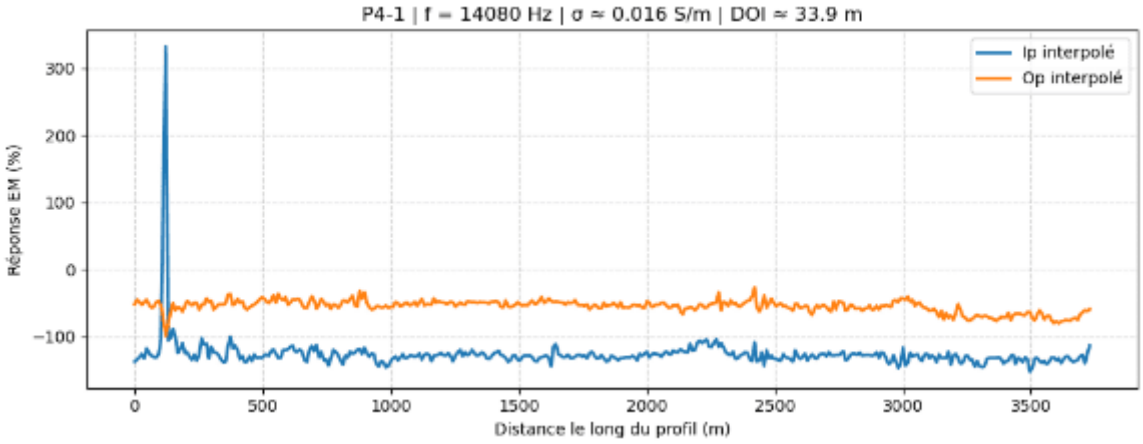

P4-1 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 323.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

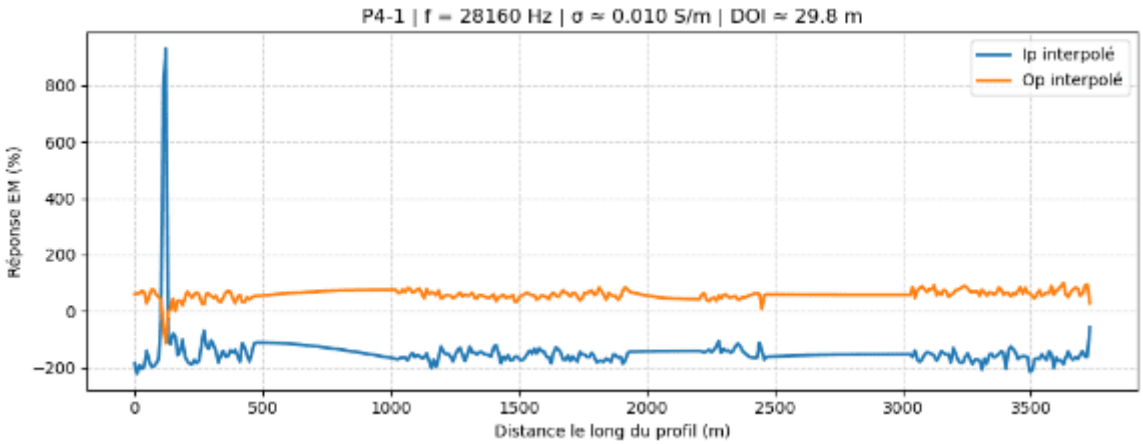

P4-1 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 188.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

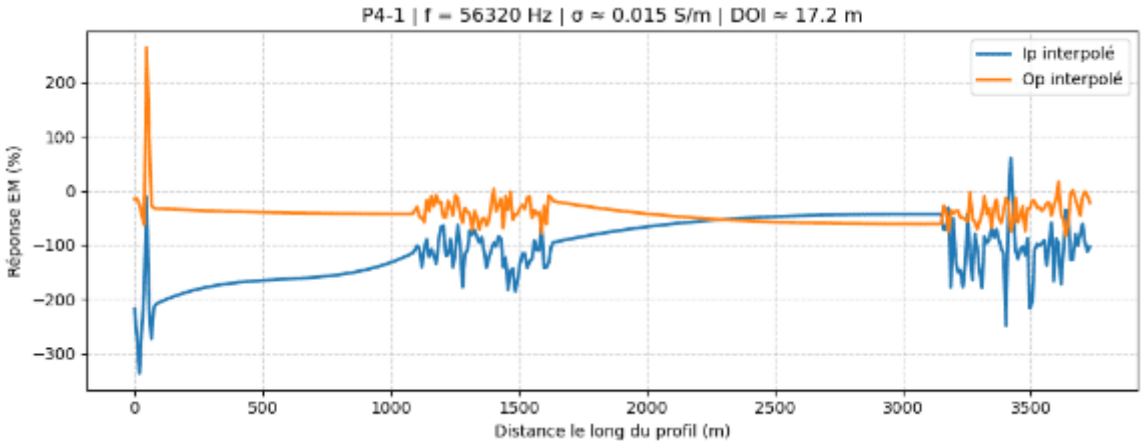

P4-1 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 97.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

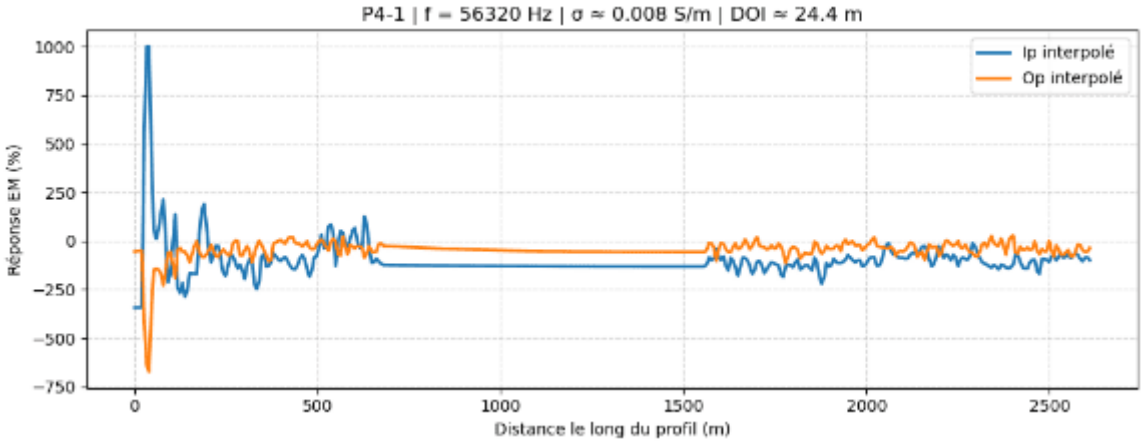

P4-1 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.011 S/m | DOI ≈ 82.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

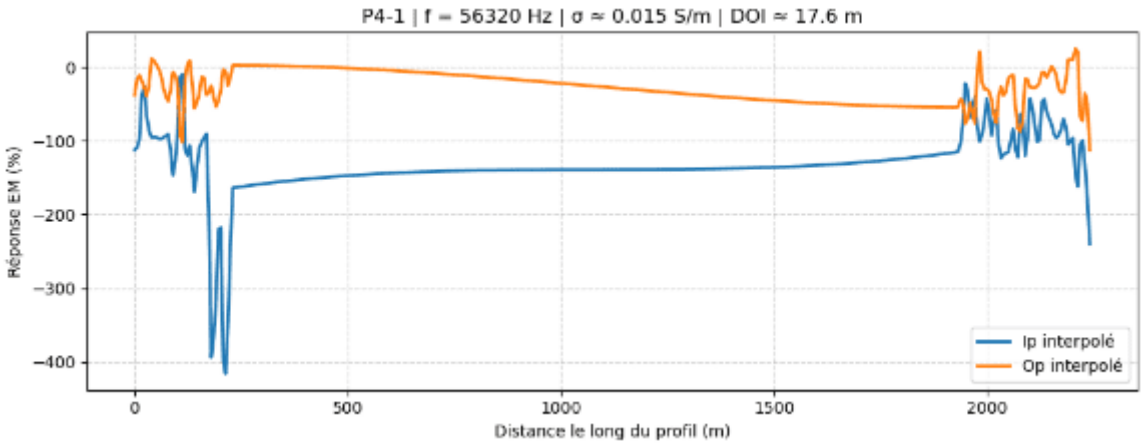

P4-1 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.024 S/m | DOI ≈ 38.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

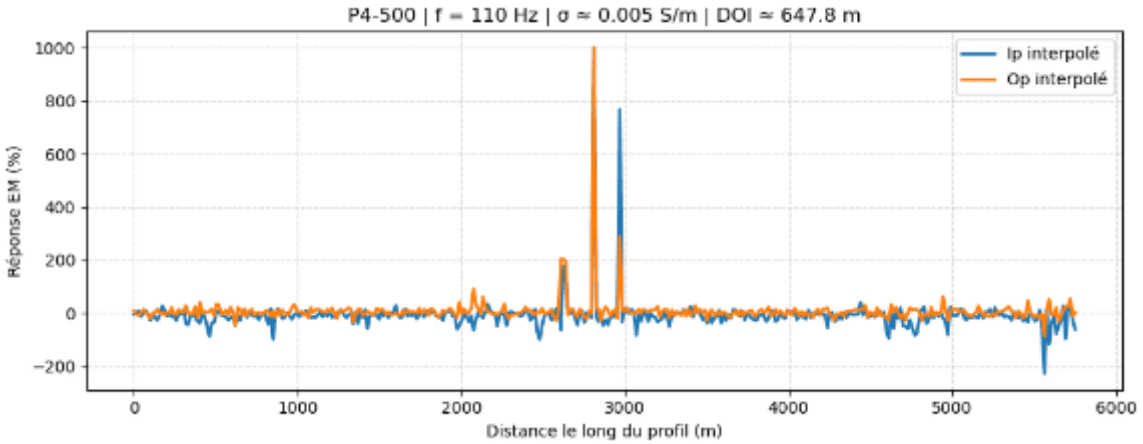

P4-1 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.016 S/m | DOI ≈ 33.9 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

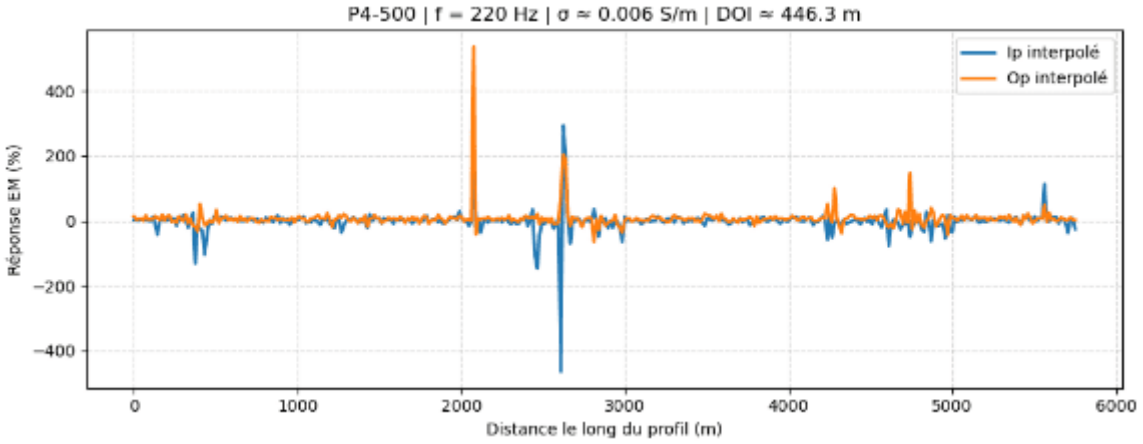

P4-1 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 29.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

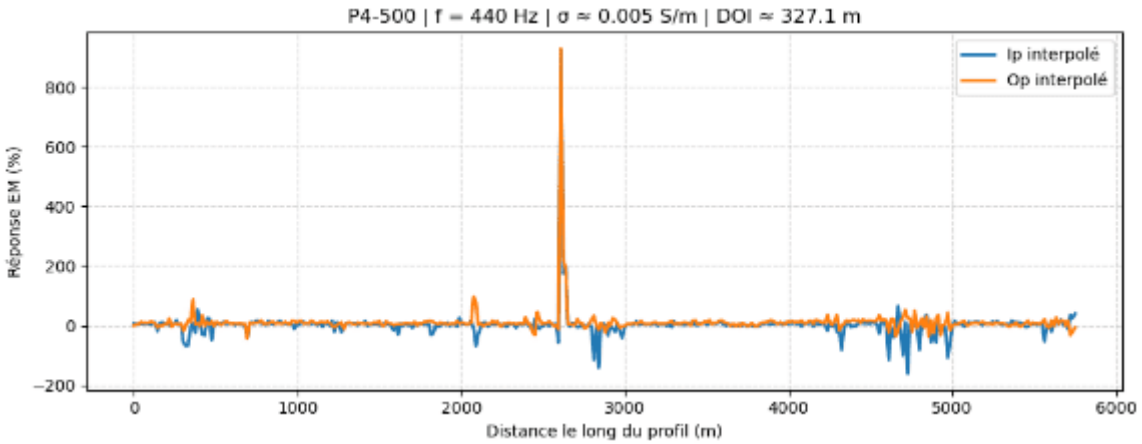

P4-1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 17.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

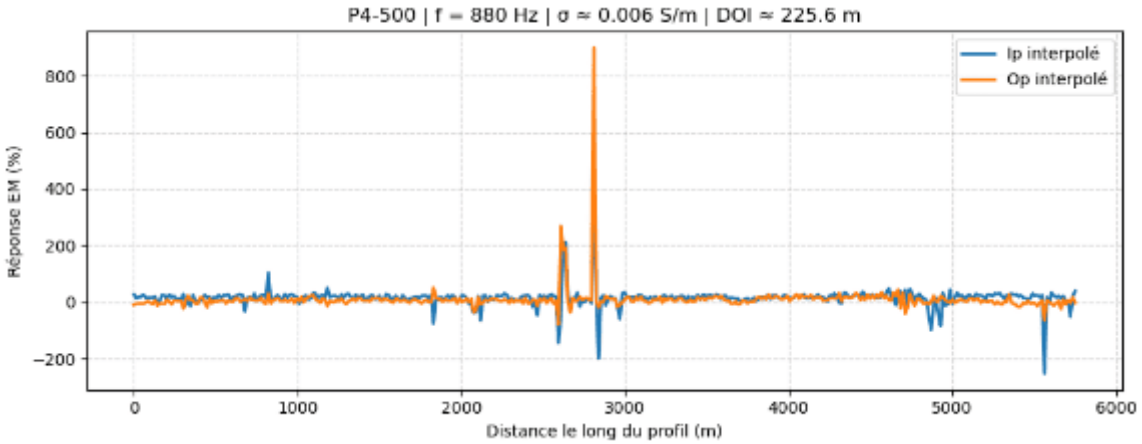

P4-1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 24.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

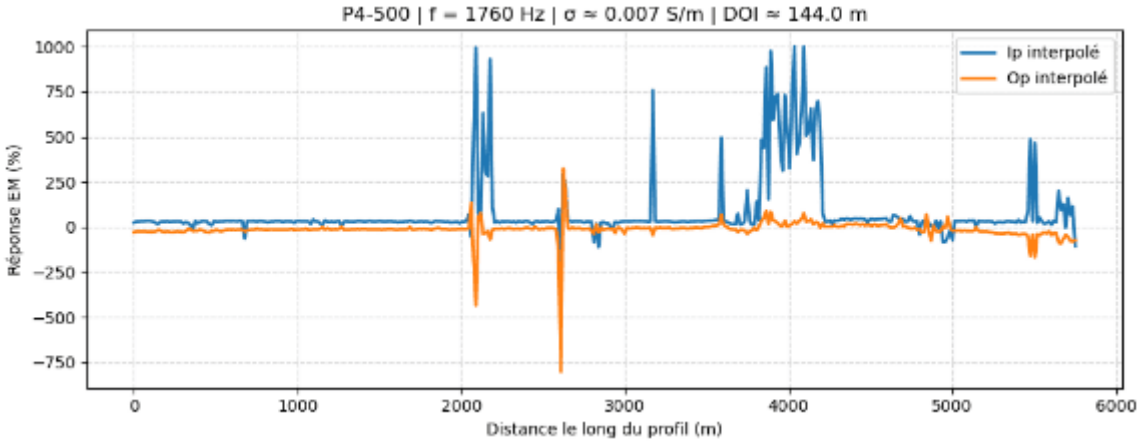

P4-1 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 17.6 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

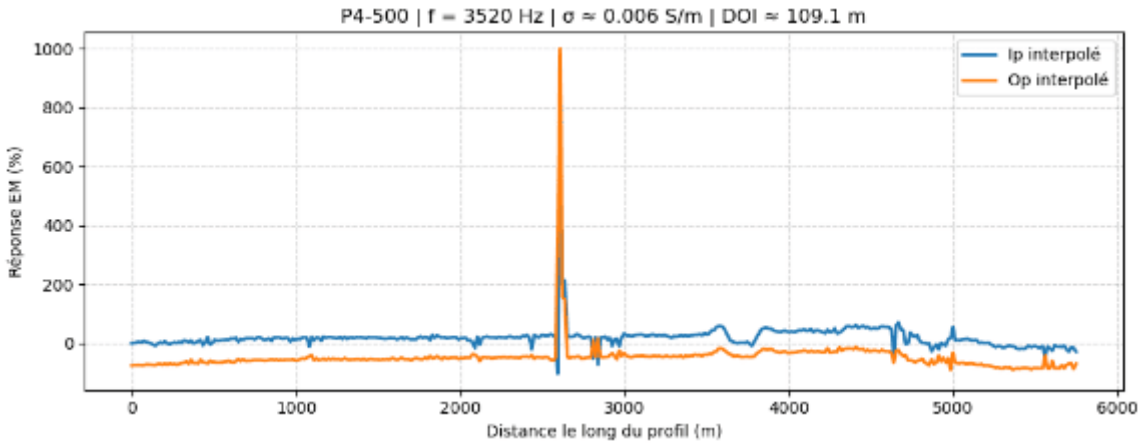

P4-500 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 647.8 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

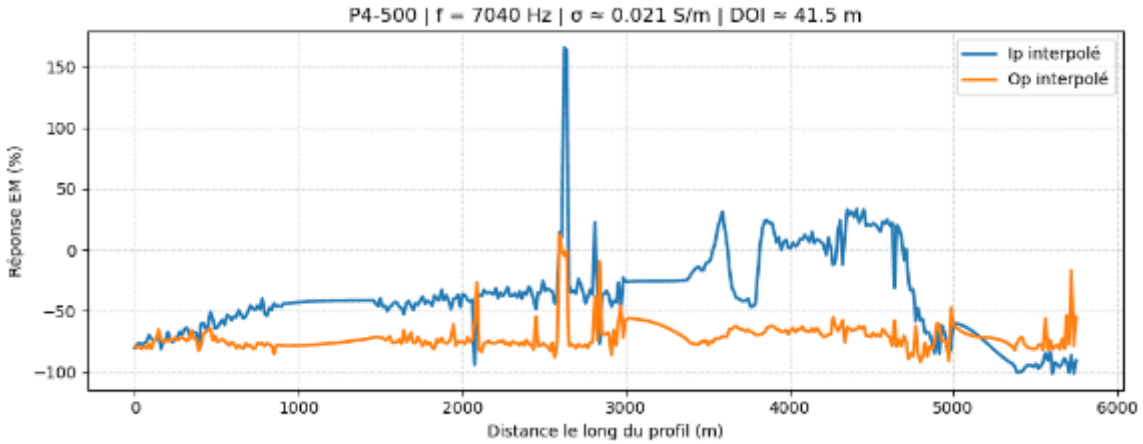

P4-500 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 446.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

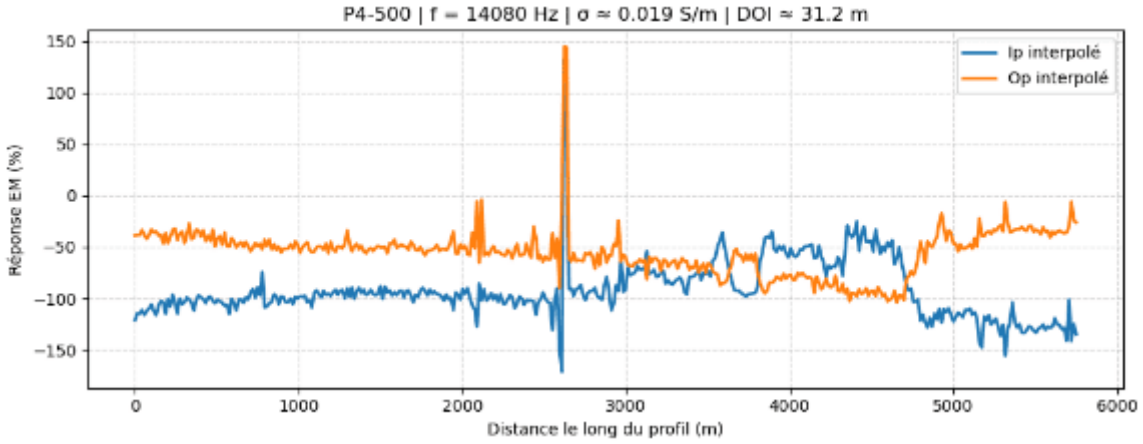

P4-500 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 327.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

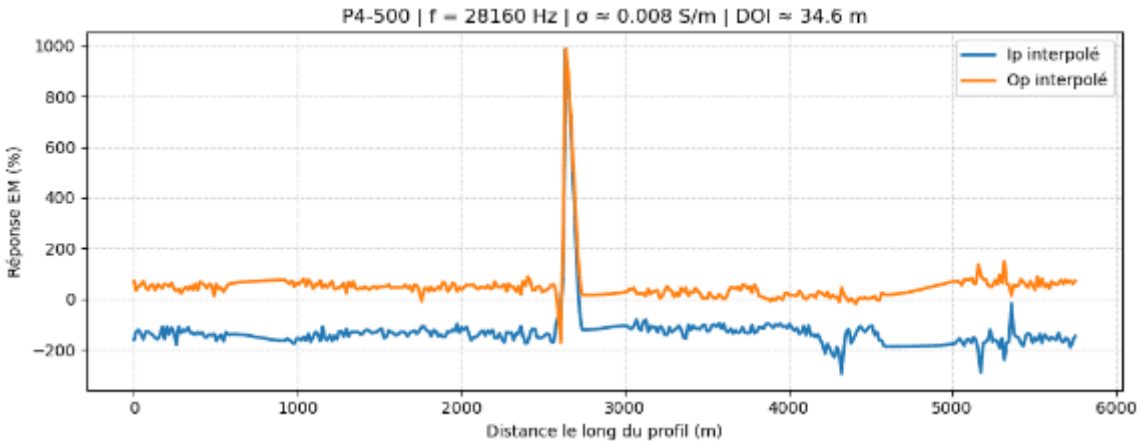

P4-500 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 225.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

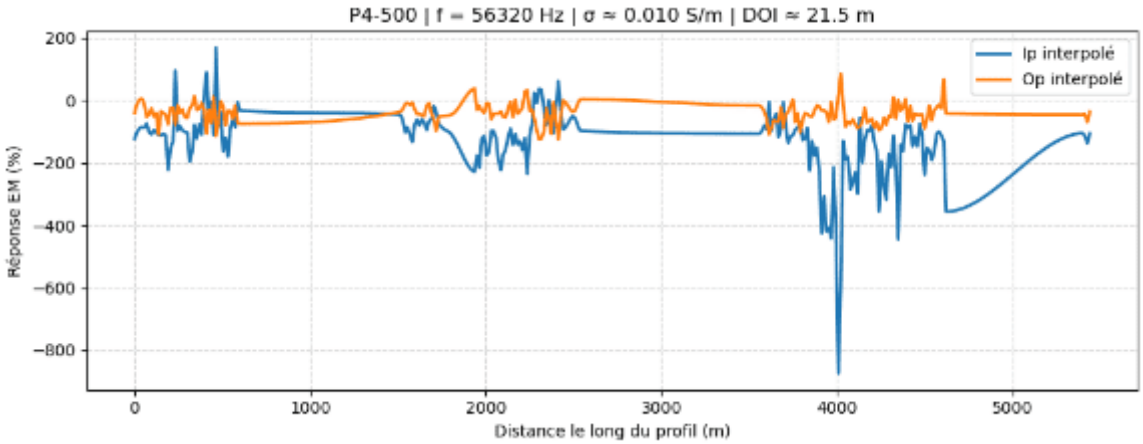

P4-500 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 144.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

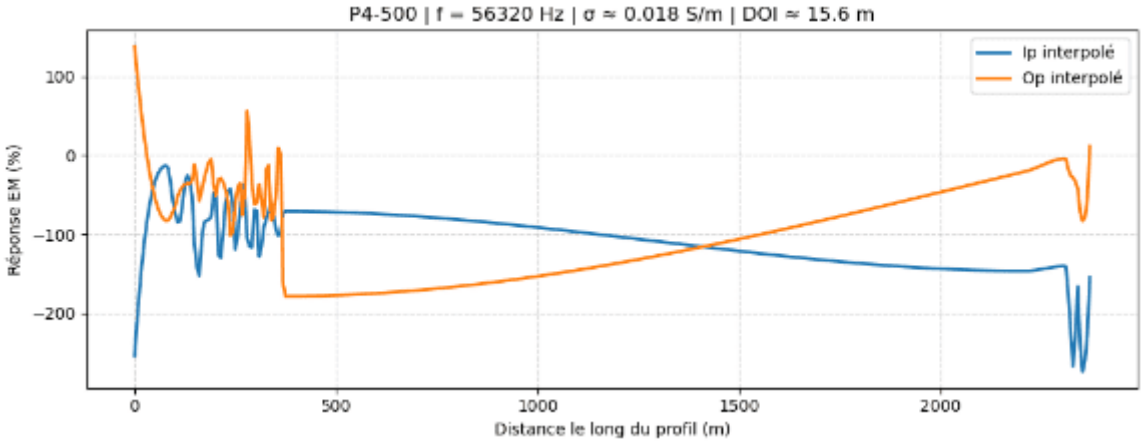

P4-500 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 109.1 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

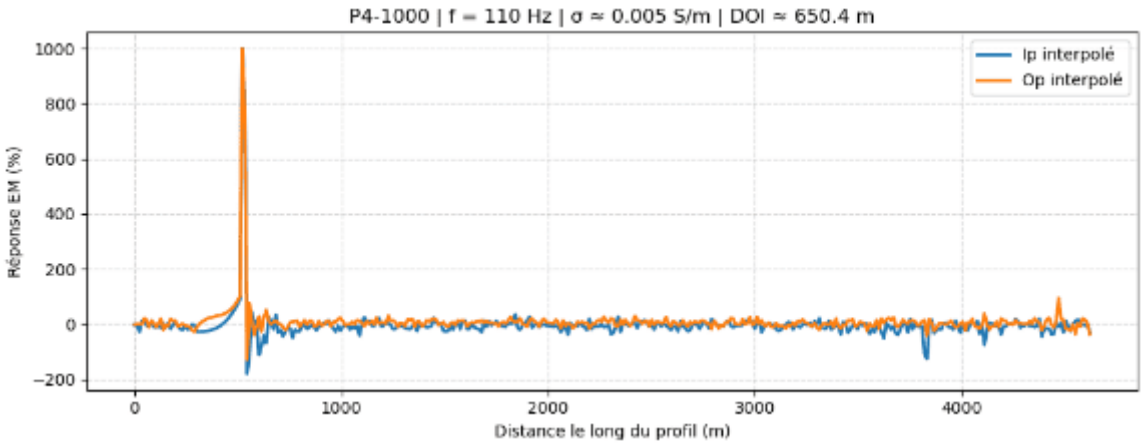

P4-500 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.021 S/m | DOI ≈ 41.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

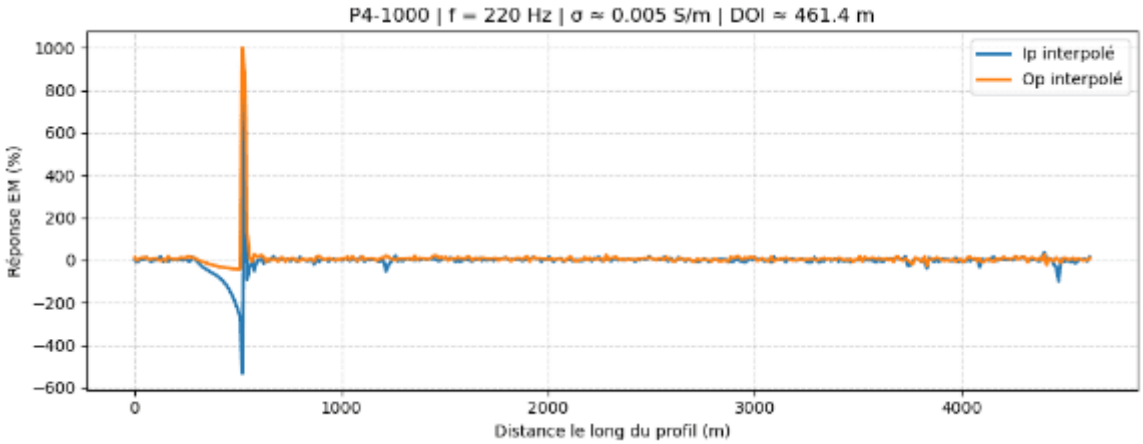

P4-500 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 31.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

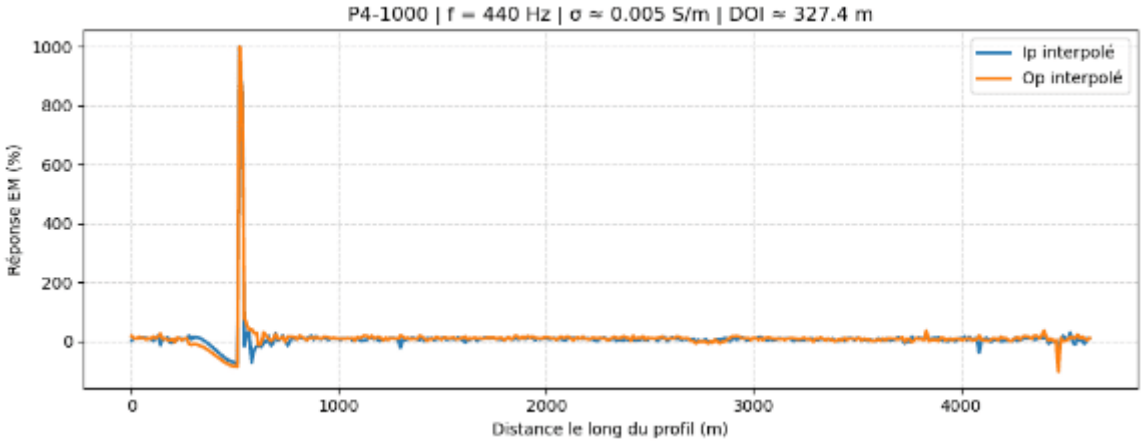

P4-500 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.008 S/m | DOI ≈ 34.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

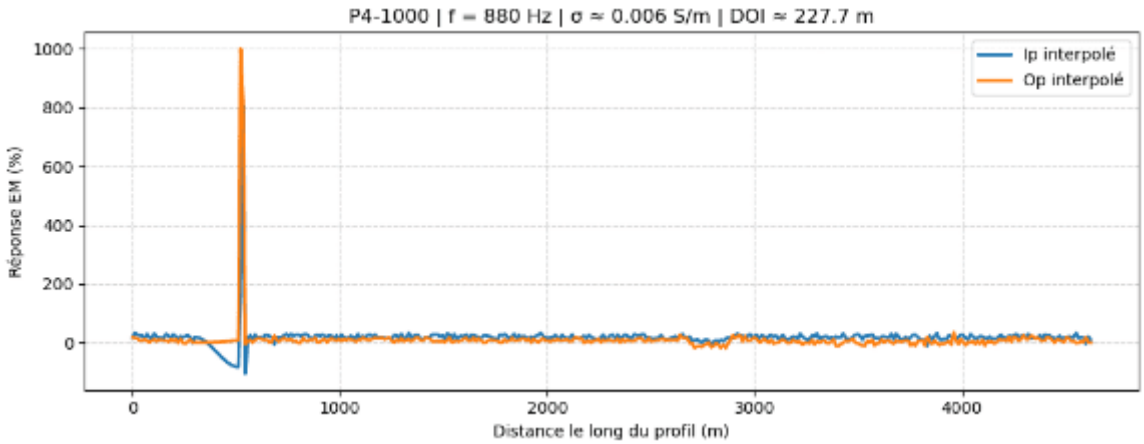

P4-500 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 21.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

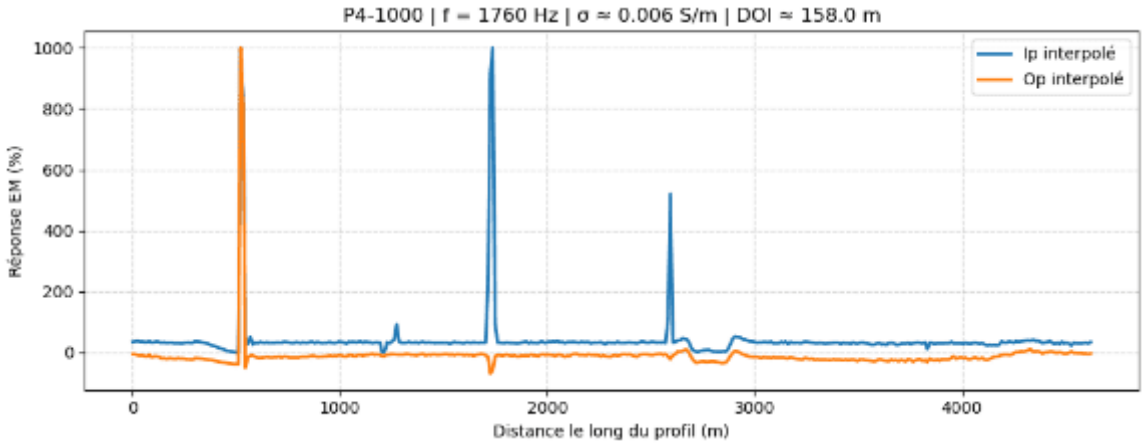

P4-500 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 15.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

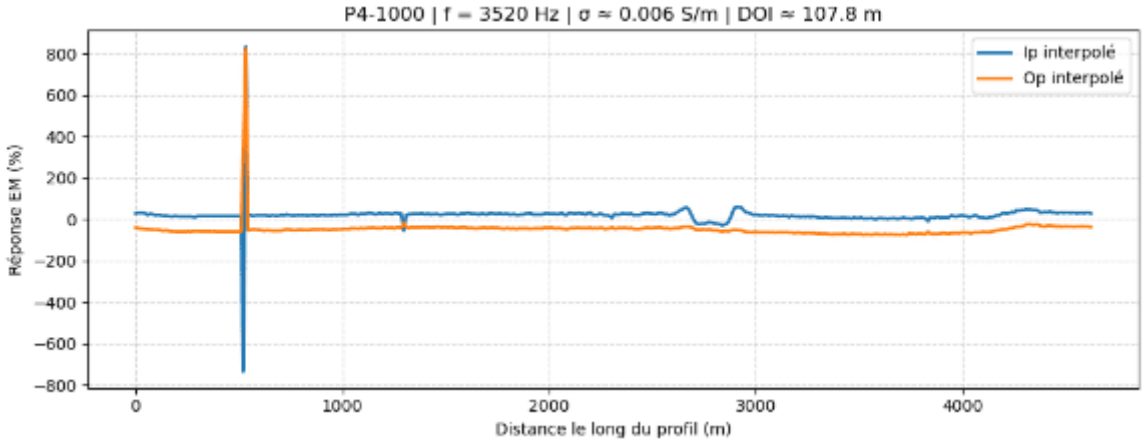

P4-1000 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 650.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

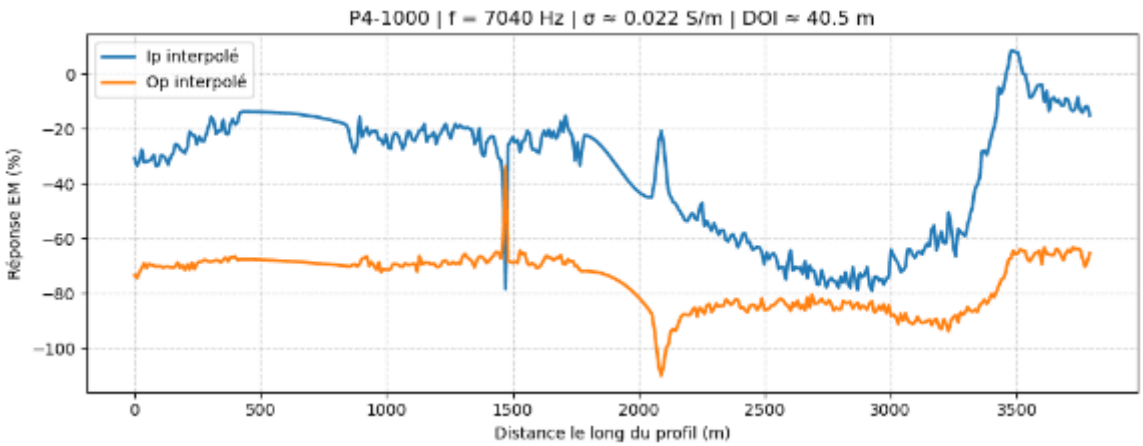

P4-1000 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 461.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

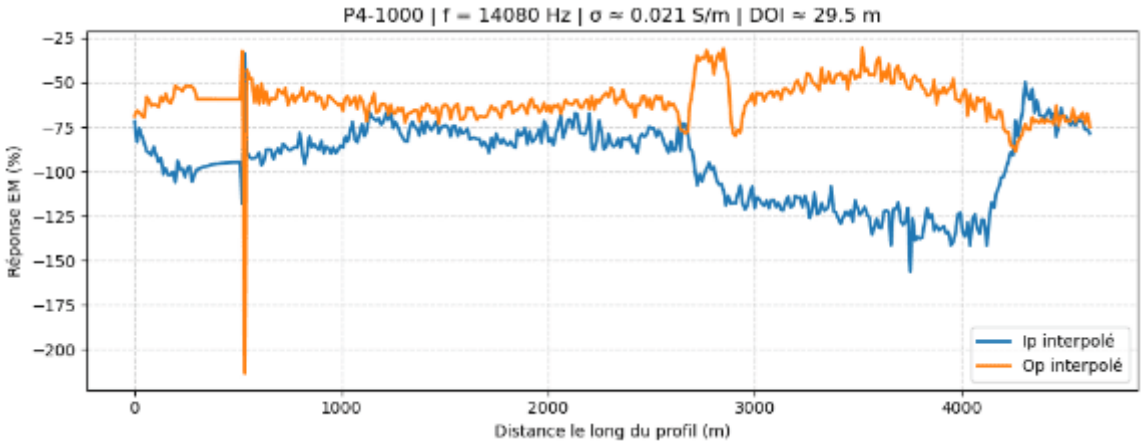

P4-1000 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.005 S/m | DOI ≈ 327.4 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

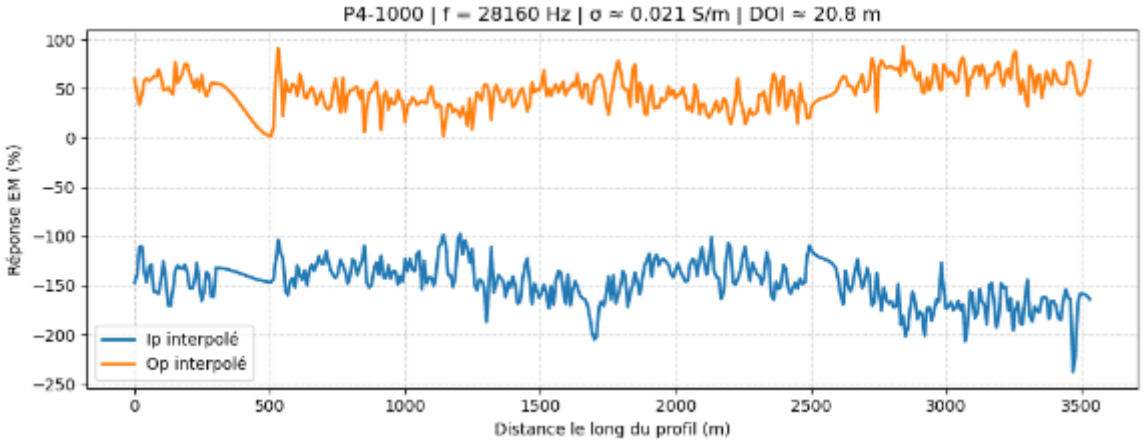

P4-1000 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 227.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

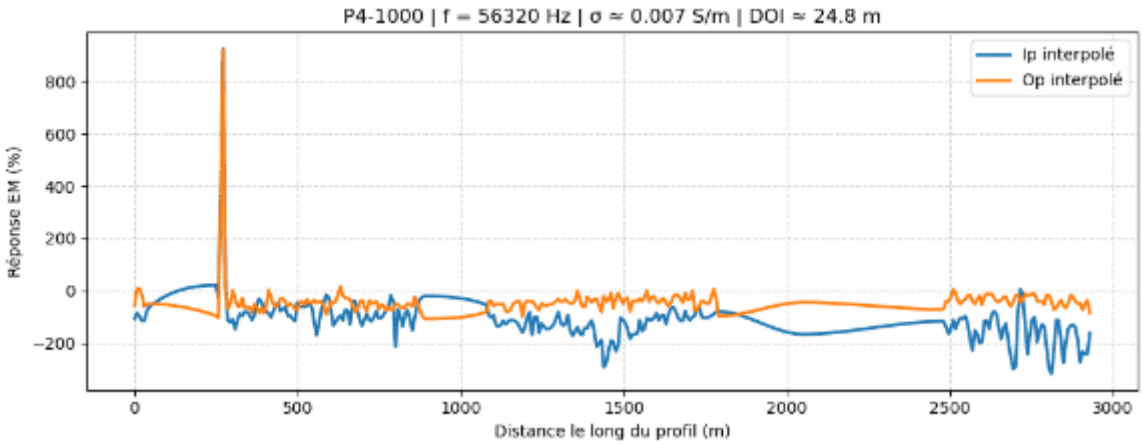

P4-1000 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 158.0 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

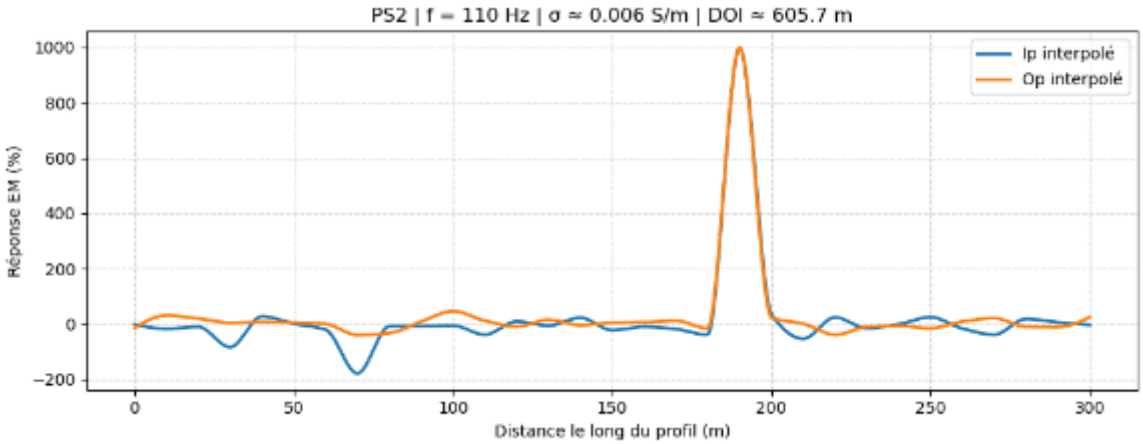

P4-1000 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 107.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

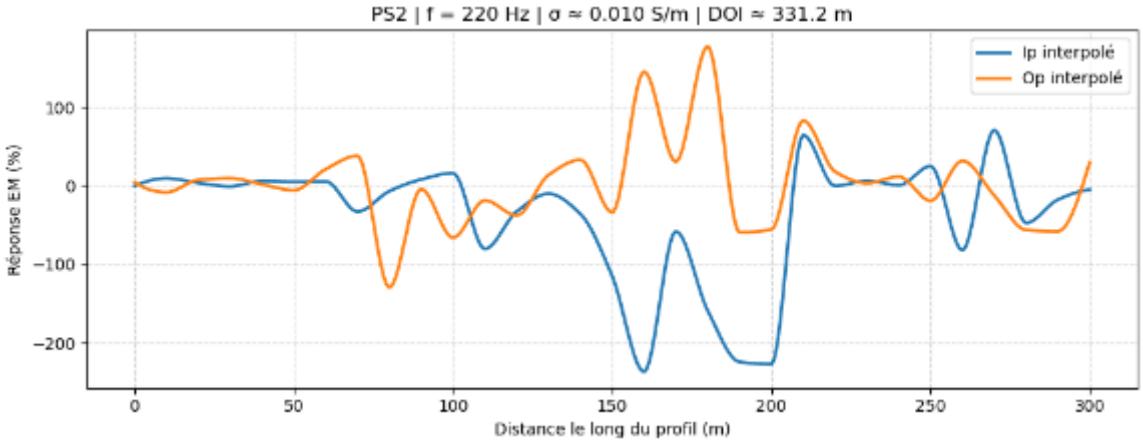

P4-1000 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.022 S/m | DOI ≈ 40.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

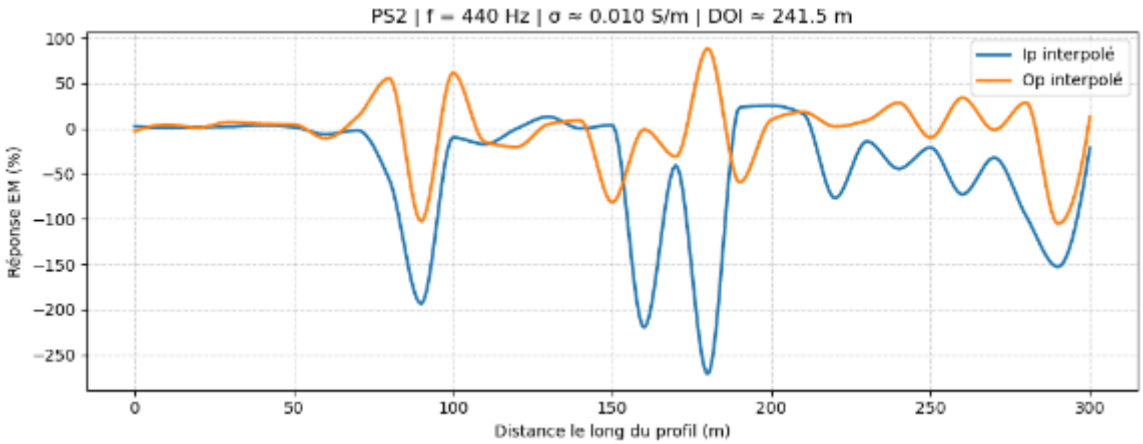

P4-1000 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.021 S/m | DOI ≈ 29.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

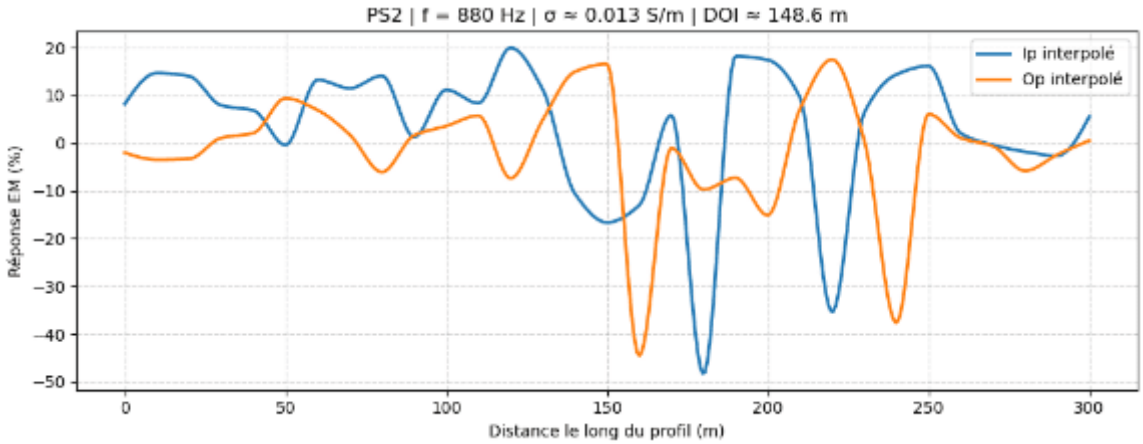

P4-1000 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.021 S/m | DOI ≈ 20.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

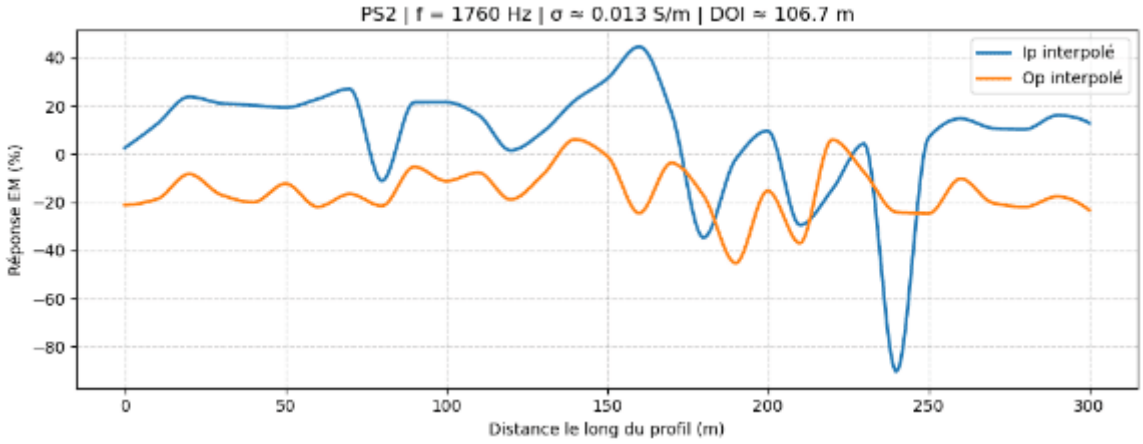

P4-1000 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.007 S/m | DOI ≈ 24.8 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

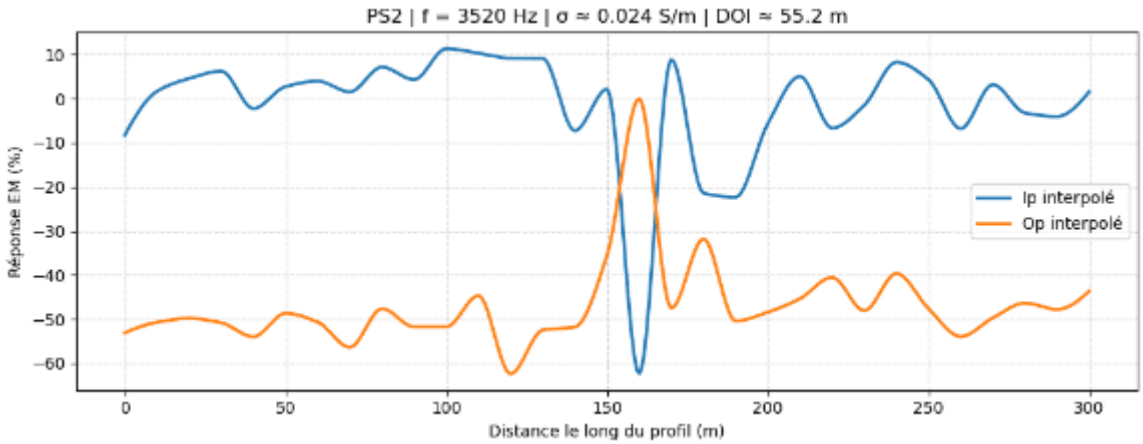

PS2 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.006 S/m | DOI ≈ 605.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

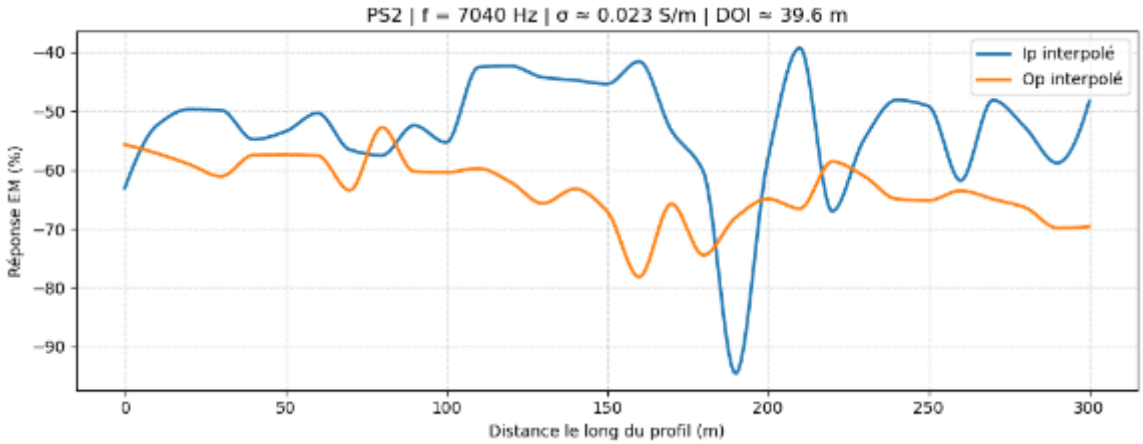

PS2 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 331.2 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

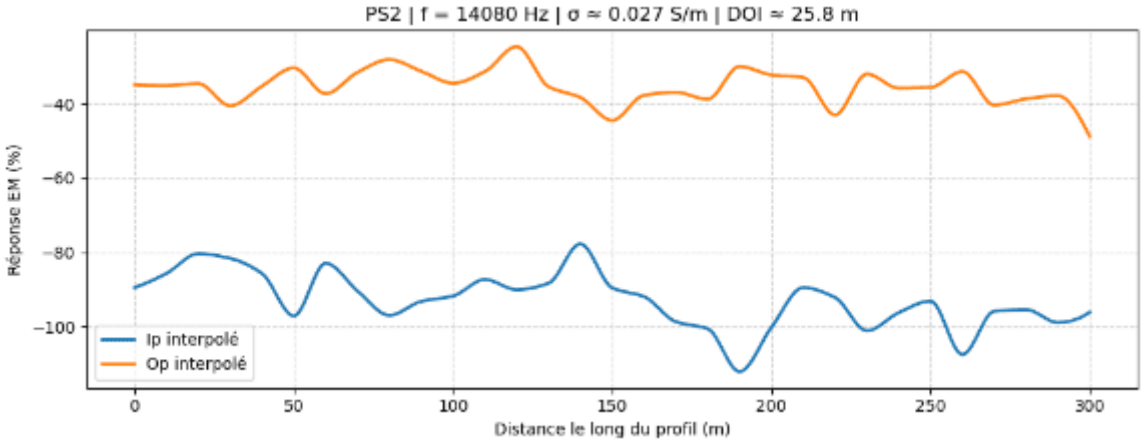

PS2 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.010 S/m | DOI ≈ 241.5 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

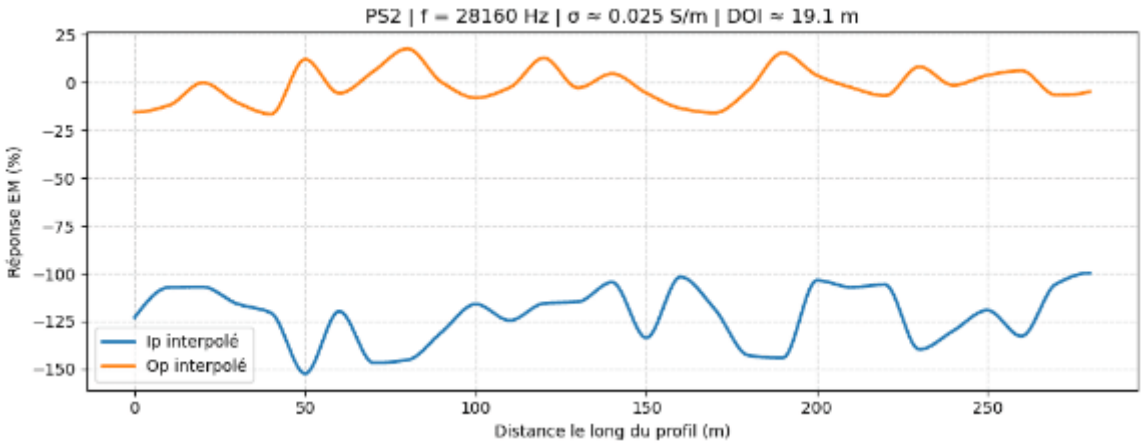

PS2 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.013 S/m | DOI ≈ 148.6 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

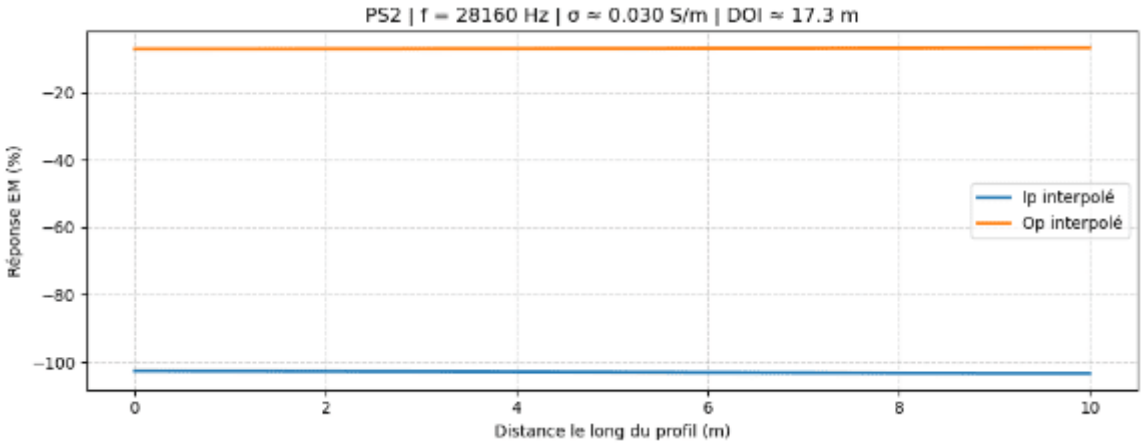

PS2 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.013 S/m | DOI ≈ 106.7 m
Ip interpolé
Op interpolé
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)

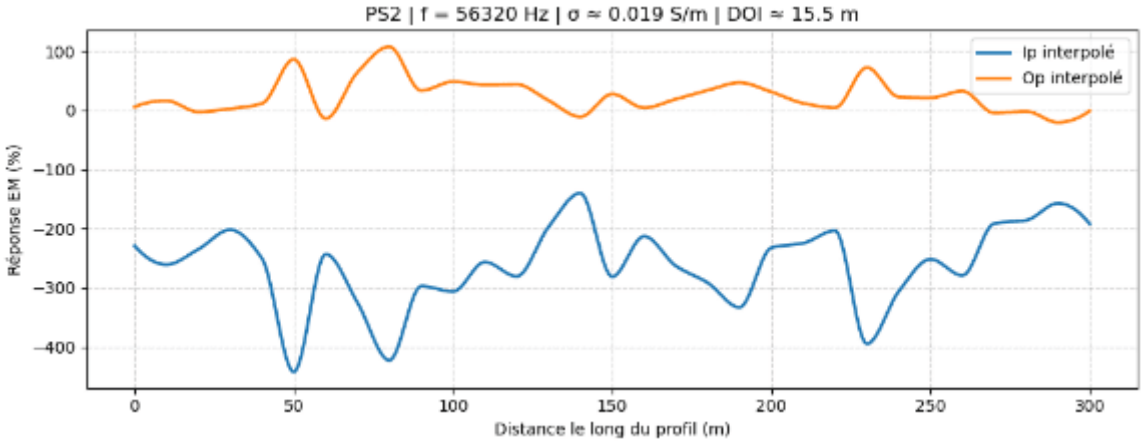

PS2 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.024 S/m | DOI ≈ 55.2 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

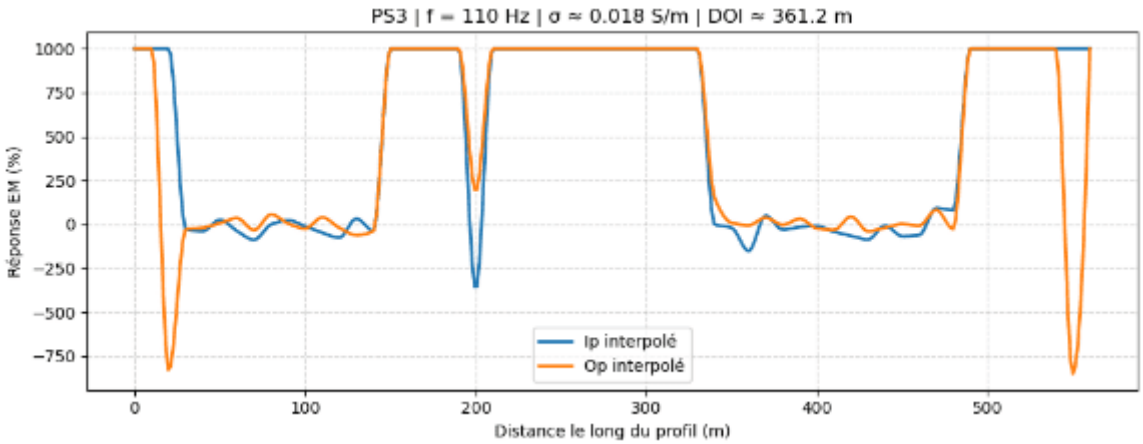

PS2 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.023 S/m | DOI ≈ 39.6 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

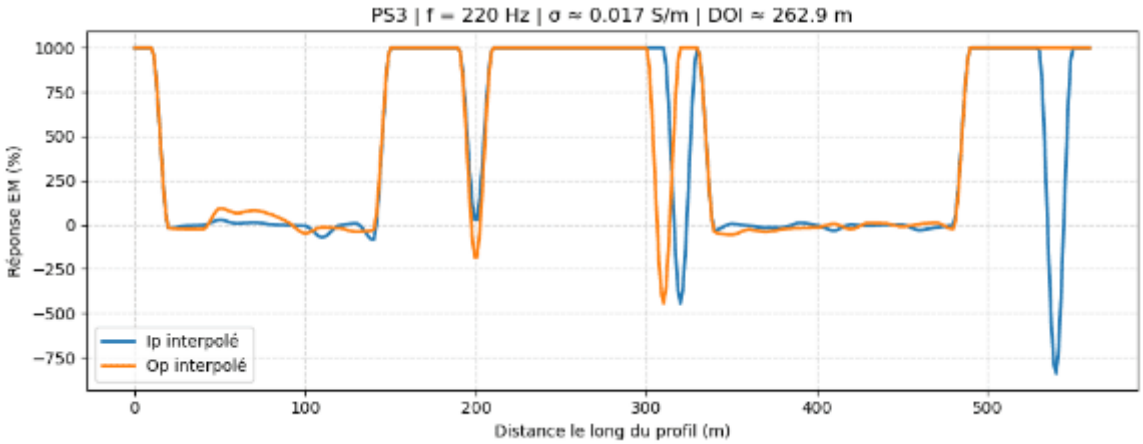

PS2 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.027 S/m | DOI ≈ 25.8 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

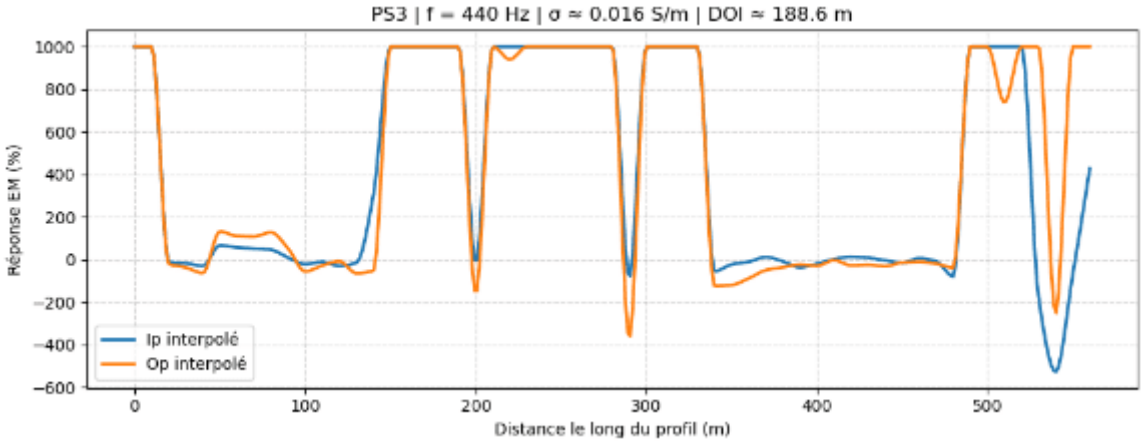

PS2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.025 S/m | DOI ≈ 19.1 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

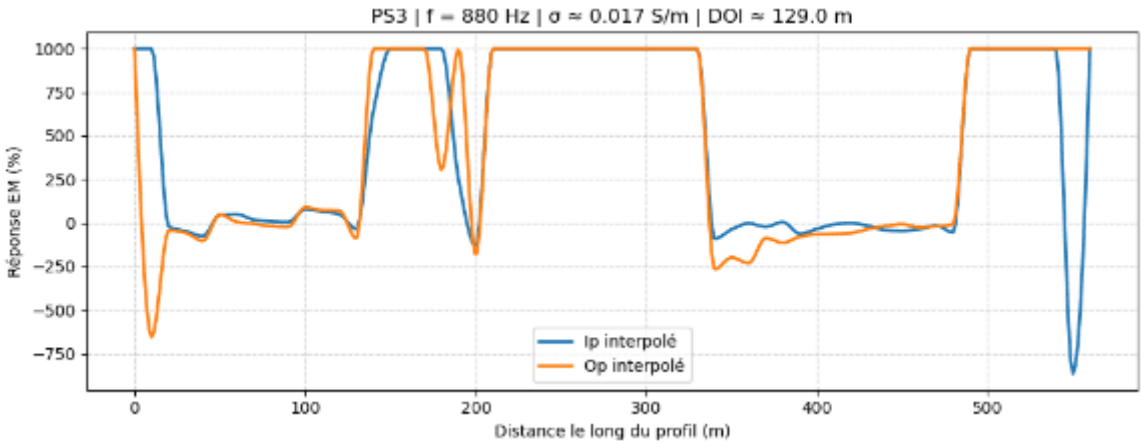

PS2 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.030 S/m | DOI ≈ 17.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

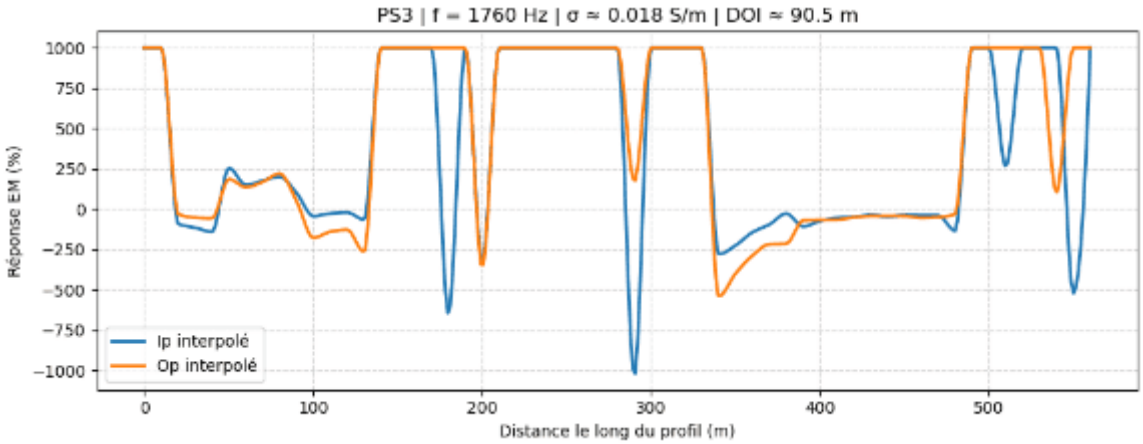

PS2 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.019 S/m | DOI ≈ 15.5 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

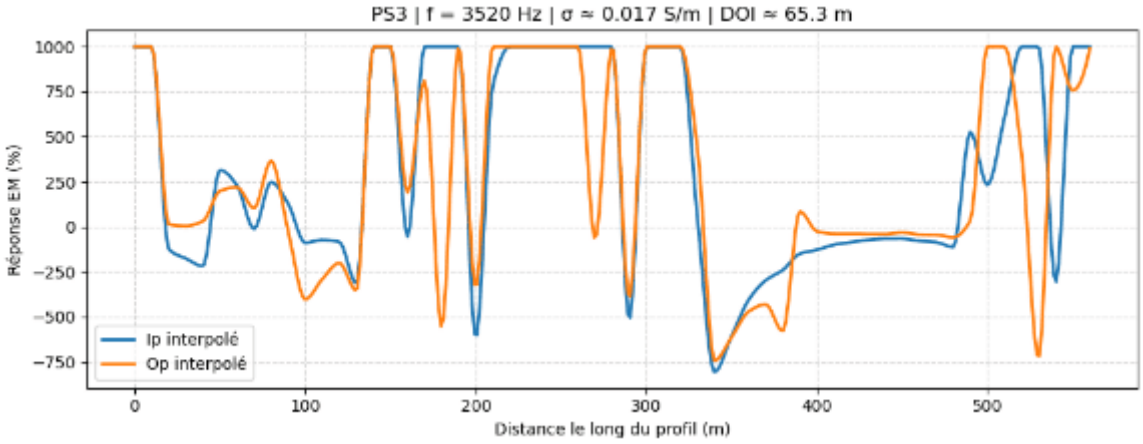

PS3 | f = 110 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 361.2 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

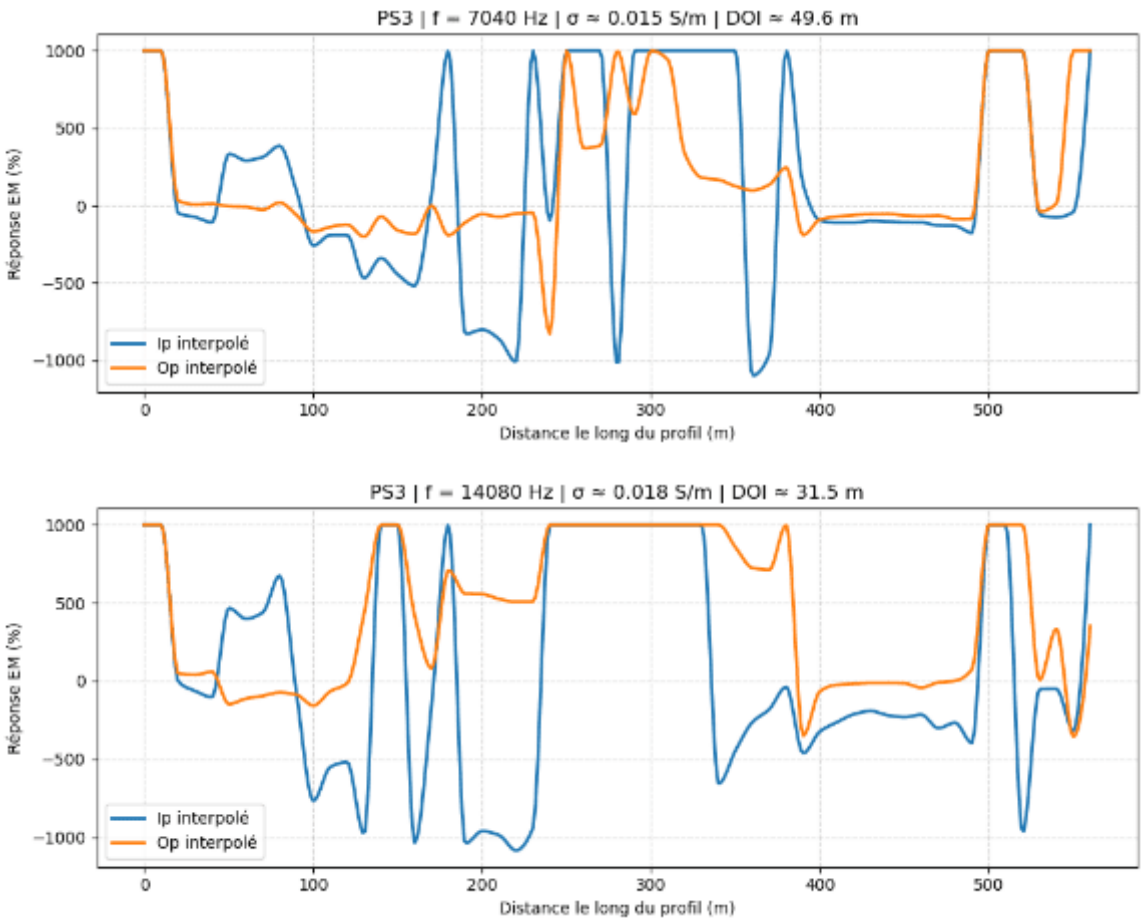

PS3 | f = 220 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 262.9 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé

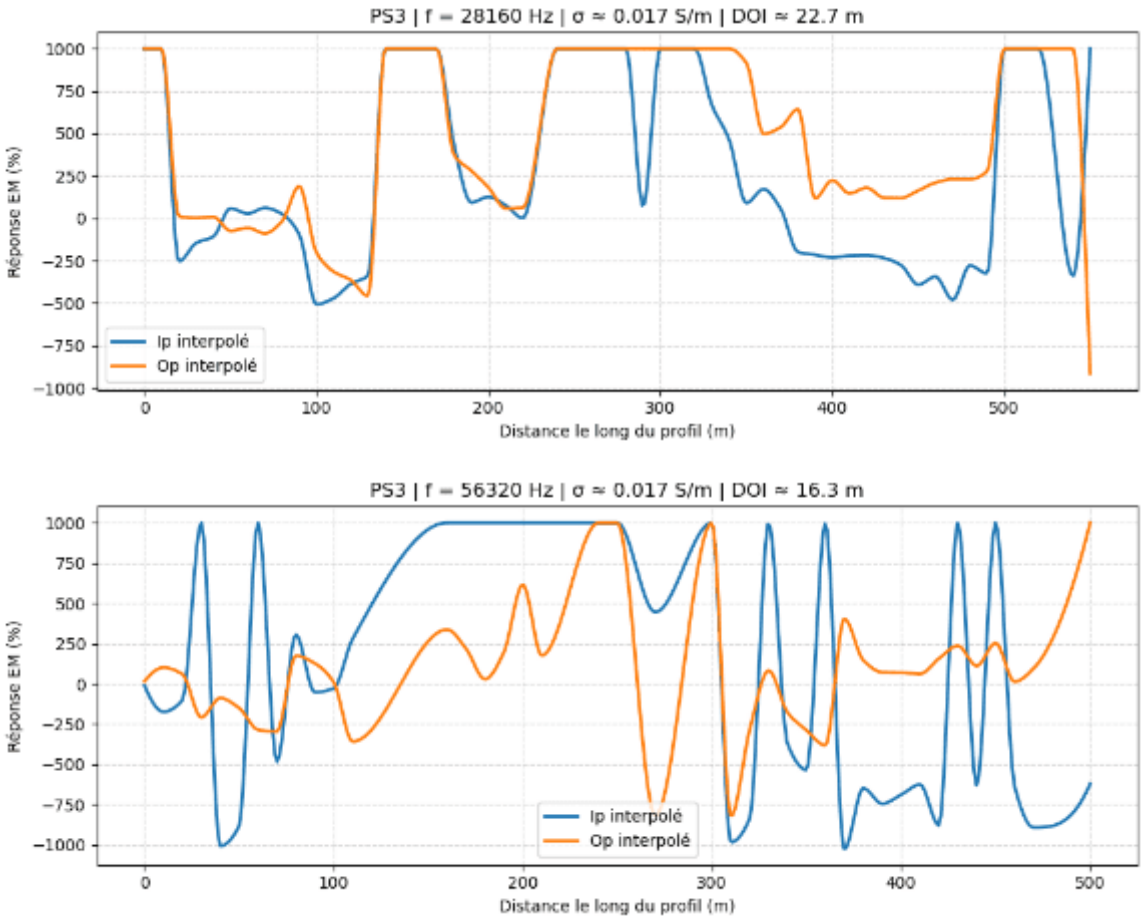

PS3 | f = 440 Hz | σ ≈ 0.016 S/m | DOI ≈ 188.6 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé


PS3 | f = 880 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 129.0 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé


PS3 | f = 1760 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 90.5 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé


PS3 | f = 3520 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 65.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé


PS3 | f = 7040 Hz | σ ≈ 0.015 S/m | DOI ≈ 49.6 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé
PS3 | f = 14080 Hz | σ ≈ 0.018 S/m | DOI ≈ 31.5 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé


PS3 | f = 28160 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 22.7 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé
PS3 | f = 56320 Hz | σ ≈ 0.017 S/m | DOI ≈ 16.3 m
Réponse EM (%)
Distance le long du profil (m)
Ip interpolé
Op interpolé